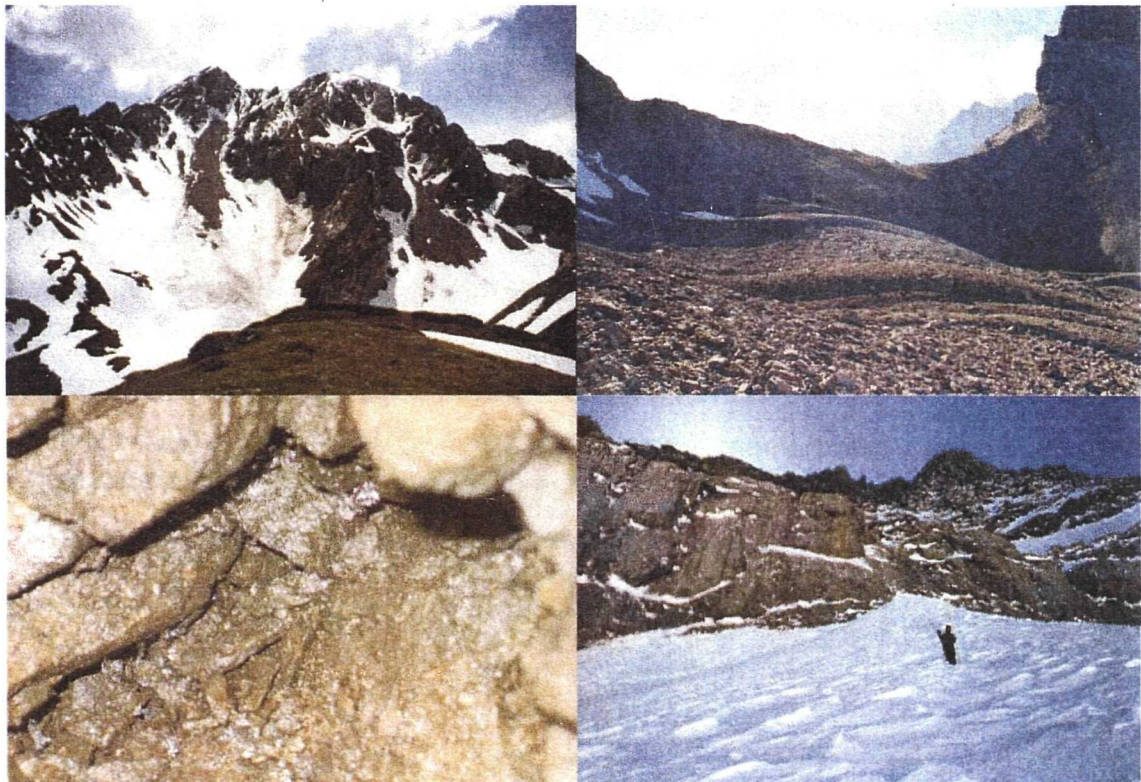


Distribution et caractéristiques du pergélisol dans les éboulis calcaires de haute altitude

Région du Grand Chavalard, Valais, Suisse



Mémoire de Licence

présenté par
Kim Pieracci

sous la direction de
Prof. Emmanuel Reynard

TB
12.783

TR 19 282

4657275

Médiathèque VS Mediath



1010916710

2



Remerciements

J'aimerais remercier les personnes et sociétés suivantes, sans qui je n'aurais pas pu réaliser ce mémoire :

- mes parents qui m'ont toujours soutenu ;
- mon oncle Fernando à qui je dois ma passion pour la montagne ;
- Emmanuel Reynard, mon professeur et directeur de mémoire, qui m'a fait découvrir et aimer la géomorphologie et qui m'a toujours offert sa disponibilité, autant au niveau professionnel qu'au niveau personnel ;
- Christophe Lambiel, expert de ce mémoire, collègue et ami, pour la passion qu'il a su me transmettre dans l'étude du pergélisol avec ses enseignements ;
- Gabrio Baldi, Romaine Boillat, José Carron, Mireille Déléze, Raphaël Déléze, Christian Dubuis, Xavière Fournier, Arnaud Grimm, Alessia Guerrieri, Anne-Laure Junge, Simon Kellenberger, Martino Minotti, Luca Pagano, Philippe Schutz, Sabine Stauble, Fla et Laura qui m'ont aidé lors de la prise des données sur le terrain et avec qui j'ai passé des bons moments ;
- Téléoconnaz S.A., qui m'a permis de profiter gratuitement de ses remontées mécaniques ;
- Christian Buchard, qui m'a offert l'hospitalité dans sa cabane du Petit-Pré à chaque fois que j'en ai eu besoin ;
- Gérard Raymond, pour la polenta au Lui d'Août ;
- Anne-Laure Junge et Aurélie Ruffieux, également mémorantes, avec qui j'ai passé ces deux derniers mois de mémoire à écrire...et rigoler !
- ...et toutes celles et ceux que j'ai oubliés...qu'ils soient remerciés ici.

Photos de couverture (de gauche à droite et d'en haut en bas) :

Vue sur le Couloir du Chavalard et sur le Creux du Bouis

Glacier rocheux de La Basse

Glace interstitielle aux Blettes d'Euloi

Mesures BTS aux Diablerets

TABLE DES MATIERES

Remerciements	1
Résumé	7
Liste des figures	8
Liste des photos	10
Liste des tableaux	12
Liste des cartes	12
1. INTRODUCTION	13
1.1 Cadre général	13
1.2 Objectif général	14
1.3 Structure du travail	15
2. RAPPELS THEORIQUES	16
2.1 Pergélisol	16
2.1.1 Définition	16
2.1.2 Structure et bilan d'énergie du pergélisol	17
2.1.3 Facteurs qui déterminent l'occurrence du pergélisol	18
2.1.4 Origine de la glace dans un pergélisol	20
2.2 Eboulis	21
2.2.1 Définition, morphologie et sédimentologie	21
2.2.2 Caractéristiques, processus et types d'éboulis	21
2.2.2.1 Caractéristiques	22

2.2.2.2 Processus	22
2.2.2.3 Types d'éboulis	24
2.3 Pergélisol et éboulis	25
2.3.1 Le pergélisol dans la partie inférieure des pentes	25
2.3.2 La redistribution de la neige par les avalanches	26
2.3.3 Circulation d'air à l'intérieur des éboulis	26
2.3.3.1 Fonctionnement de la ventilation interne (ou « effet de cheminée »)	27
2.3.3.2 Indices de l'existence du processus de ventilation interne	28
2.3.3.3 Occurrence du système de ventilation interne à haute altitude	29
2.4 Relations entre pergélisol et lithologie	30
2.4.1 Lithologie, géomorphologie et pergélisol	30
2.4.2 Granulométrie et pergélisol	32
2.4.2.1 Porosité et ventilation interne	34
3. PROBLEMATIQUE ET METHODES	35
3.1 Problématique	35
3.2 Méthodes	38
3.2.1 Observations de terrain	39
3.2.1.1 Cartographie géomorphologique	39
3.2.1.2 Autres observations	39
3.2.2 Méthodes thermiques: la température du sol	40
3.2.2.1 Variabilité inter-annuelle de la GST	40
3.2.2.2 Variabilité spatiale de la GST	41
3.2.2.3 La méthode BTS	42
3.2.2.4 La méthode GSTM	43
3.2.3 Géoélectrique	46
3.2.3.1 Principe et application de la méthode	47
3.2.3.2 Facteurs contrôlant la résistivité	49
3.2.3.3 Sondages géoélectriques	51
3.2.3.4 Traînés géoélectriques	54
3.2.4 Sismique-réfraction	55
3.2.4.1 Profil sismique au marteau	55
3.2.5 Granulométrie	58

4. TERRAIN D'ETUDE	60
4.1 Cadre géographique	60
4.2 Cadre climatique	61
4.2.1 Température et enneigement	62
4.3 Cadre géologique	64
4.3.1 Charmettes et La Basse	65
4.3.2 Couloir du Chavalard	66
4.3.3 Creux du Bouis, Grand Château et Petit Château	66
4.3.4 Col du Fenestral et Blettes d'Euloi	66
4.4 Cadre géomorphologique	66
 5. ANALYSE DES RESULTATS	 69
5.1 Sondages géoélectriques paramétriques	69
5.2 Charmettes	70
5.2.1 Caractéristiques géomorphologiques	70
5.2.2 Mesures effectuées, résultats obtenus et interprétation	71
5.2.2.1 Propriétés électriques de l'éboulis	71
5.2.2.2 Propriétés thermiques de l'éboulis	74
5.2.2.3 Propriétés sismiques et granulométriques de l'éboulis	75
5.2.2.4 Autres observations	77
5.2.2.5 Synthèse	79
5.3 Creux du Bouis	80
5.3.1 Caractéristiques géomorphologiques	80
5.3.2 Mesures effectuées, résultats obtenus et interprétation	81
5.3.2.1 Propriétés électriques de l'éboulis	81
5.3.2.2 Propriétés thermiques de l'éboulis	84
5.3.2.3 Propriétés granulométriques de l'éboulis	85
5.3.2.4 Autres observations	87
5.3.2.5 Synthèse	88
5.4 Couloir du Chavalard	89
5.4.1 Caractéristiques géomorphologiques	89

5.4.2 Mesures effectuées, résultats obtenus et interprétation	90
5.4.2.1 Propriétés électriques de l'éboulis	90
5.4.2.2 Propriétés thermiques de l'éboulis	91
5.4.2.3 Autres observations	92
5.4.2.4 Synthèse	93
5.5 La Basse	94
5.5.1 Caractéristiques géomorphologiques	94
5.5.2 Mesures effectuées, résultats obtenus et interprétation	95
5.5.2.1 Propriétés électriques de l'éboulis	95
5.5.2.2 Propriétés thermiques de l'éboulis	98
5.5.2.4 Synthèse	99
5.6 Petit Château	100
5.6.1 Caractéristiques géomorphologiques	100
5.6.2 Mesures effectuées, résultats obtenus et interprétation	100
5.6.2.1 Propriétés électriques de l'éboulis	101
5.6.2.2 Propriétés thermiques de l'éboulis	101
5.6.2.4 Synthèse	102
5.7 Grand Château	103
5.7.1 Caractéristiques géomorphologiques	103
5.7.2 Mesures effectuées, résultats obtenus et interprétation	104
5.7.2.1 Propriétés électriques de l'éboulis	104
5.7.2.2 Propriétés thermiques de l'éboulis	107
5.7.2.3 Autres observations	111
5.7.2.4 Synthèse	112
5.8 Col du Fenestral	113
5.8.1 Caractéristiques géomorphologiques	113
5.8.2 Mesures effectuées, résultats obtenus et interprétation	114
5.8.2.1 Propriétés électriques de l'éboulis	115
5.8.2.2 Propriétés thermiques de l'éboulis	117
5.8.2.3 Propriétés granulométriques de l'éboulis	118
5.8.2.4 Autres observations	121
5.8.2.5 Synthèse	121
5.9 Blettes d'Euloi	122
5.9.1 Caractéristiques géomorphologiques	122

5.9.2 Mesures effectuées, résultats obtenus et interprétation	123
5.9.2.1 Propriétés électriques de l'éboulis	123
5.9.2.2 Propriétés thermiques de l'éboulis	124
5.9.2.4 Autres observations	125
5.9.2.5 Synthèse	126
6. DISCUSSION DE SYNTHESE SUR LES RESULTATS OBTENUS	127
6.1 Distribution du pergélisol	127
6.2 Caractéristiques du pergélisol	129
6.3 Processus mis en évidence	130
7. CONCLUSION	133
7.1 Conclusions générales	133
7.2 Perspectives de recherche	134
7.2.1 Stratégie de mesures	134
7.2.2 ...et la modélisation ?	135
8. BIBLIOGRAPHIE	136

Résumé

Cette étude s'insère dans le contexte du réchauffement climatique global, domaine dans lequel la modélisation de la distribution du pergélisol acquiert de plus en plus d'importance en raison des risques liés à l'instabilité potentielle des pentes soumises aux conditions de gel permanent.

La distribution du pergélisol a souvent été modélisée de manière assez grossière par rapport à la réalité rencontrée lors de la prospection de terrain. Les raisons d'un tel écart naissent de la difficulté d'intégrer dans la modélisation les processus complexes agissant dans les milieux naturels. Ce mémoire propose donc une étude de la distribution et des caractéristiques du pergélisol ainsi que des processus agissant au sein des éboulis calcaires de haute altitude (> 2000 m). Les éboulis constituent en effet une surface très importante du relief alpin et ont été jusqu'à ce jour encore peu étudiés. Huit éboulis de la région du Grand Chavalard (Valais, Suisse) ont été abordés, pendant deux étés et deux hivers, par différentes méthodes, à savoir la géoélectrique, les mesures de la température de la surface du sol, la sismique-réfraction et la granulométrie.

Le réseau de mesures mis en place a permis de mettre en évidence la complexité de la distribution du pergélisol. Dans la plupart des cas, un pergélisol semble occuper uniquement la partie inférieure des éboulis, alors qu'il est présent dans le sous-sol sur la totalité de la pente de deux éboulis seulement. Parfois, aucune trace évidente de pergélisol n'est mise en évidence, même à des altitudes qui lui sont favorables. D'après la géoélectrique et les températures de la surface du sol, les pergélisols détectés semblent souvent avoir des origines et des caractéristiques différentes. Ainsi, ressortent de cette étude trois processus dominants, responsables de la répartition du pergélisol dans les éboulis de haute altitude : l'existence d'une ventilation ascendante hivernale à l'intérieur des éboulis poreux, la redistribution de la neige par les avalanches et le vent et les échanges thermiques entre le sous-sol et l'atmosphère dictés par la granulométrie du dépôt.

Globalement, ces trois processus sont interdépendants et contribuent ou co-contribuent à la répartition du pergélisol en pied de pente. Hormis quelques cas particuliers où interviennent d'autres processus, un modèle de répartition du pergélisol construit sur la notion d'inversion (pergélisol présent en pied de pente et absent dans le haut des versants) semble se dessiner. Bien que la recherche dans ce domaine doive encore se perfectionner, il semble nécessaire d'intégrer cette notion dans les futurs modèles de répartition du pergélisol de montagne.

Liste des figures

Fig. 1 :	Profil thermique et nomenclature des différentes parties d'un pergélisol.	17
Fig. 2 :	Relation (simplifiée) entre atmosphère et toit du pergélisol : principaux paramètres et variables du bilan d'énergie et sources possibles de décalage thermique.	19
Fig. 3 :	Fréquence absolue des valeurs de pente (en degrés) mesurées sur des segments de 10 m de longueur le long de talus d'éboulis du Briançonnais (Alpes françaises). Distribution typique des pentes d'éboulis actifs à faible cohésion.	22
Fig. 4 :	Granoclassements longitudinaux dans un éboulis de gravité.	24
Fig. 5 :	Décalage des zones de refroidissement hivernal maximum et de réchauffement estival minimum dans la partie basse d'un éboulis froid. En hiver, le moteur de la circulation d'air dans l'éboulis est l'ascension d'air « chaud » ; en été, c'est l'écoulement gravitaire de l'air « froid » : il en résulte une possible asymétrie dans la partie basse entre la zone d'aspiration hivernale et celle d'expulsion estivale.	28
Fig. 6 :	Modèle d'évolution des cheminées de fonte au cours de l'hiver.	29
Fig. 7 :	Réaction thermique de deux terrains différents au changement de la température environnante. Mesures de laboratoire : la figure du haut montre les variables climatiques de température (T_a , ligne grise) et l'humidité relative (R_h , ligne noire). La figure du bas montre les températures mesurées (ligne épaisse) et simulées (ligne mince) à 0.25 m de profondeur dans un sol composé de matériaux fins (a) et dans un sol grossier (b).	32
Fig. 8 :	Les corrélations entre l'augmentation de MAAT (ΔT_a) et l'augmentation de MAGST (ΔT_s) montrent une forte dépendance linéaire pour des sols fins (cercles), des sols grossiers (triangles) et la roche en place (carrés). Les lignes modélisent les valeurs mesurées.	33
Fig. 9 :	Variabilité inter-annuelle des BTS mesurées sur l'éboulis du Grand Château le 16.03.2004 et le 17.03.2005.	41
Fig. 10 :	Variabilité spatiale des mesures BTS mesurées sur l'éboulis du Creux du Bouis le 21.03.2005.	41
Fig. 11 :	Principales phases du comportement thermique annuel de la surface du sol en présence possible de pergélisol, courbe fictive.	45
Fig. 12 :	Qualification de la résistivité spécifique d'un mélange de glace (0-100%) et de sédiments et typicité.	47
Fig. 13 :	Classes de résistivité pour différents types de matériaux et de roches exprimées en Ωm .	49
Fig. 14 :	Résistivité de différents types de matériaux en fonction de la température.	50
Fig. 15 :	Comparaison entre deux sondages géoélectriques réalisés sur deux éboulis différents. La cloche dessinée par Ch-S1 aval ainsi que l'ampleur des résistivités spécifiques calculées indiquent sans aucun doute la présence de pergélisol. Au contraire, CB-S1 amont ne reflète nullement la présence d'un pergélisol.	53
Fig. 16 :	Double interprétation (Modèle 1, Modèle 2) du sondage géoélectrique CB-S1 réalisé sur l'éboulis du Creux du Bouis. Finalement, c'est le Modèle 1 qui a été retenu.	54
Fig. 17 :	Ondes sismiques directes et réfractées.	55
Fig. 18 :	Vitesses sismiques des ondes-P pour différents types de matériaux en fonction de la température.	57
Fig. 19 :	Hauteur de neige et température de l'air (moyennes mensuelles) enregistrées par la station climatique FUL2 à 2500 m pendant la période 1999-2006.	62
Fig. 20 :	Hauteur de neige et température de l'air (moyennes journalières) enregistrées par la station climatique FUL2 à 2500 m pendant la période août 2004 – août 2005.	63
Fig. 21 :	Sondage paramétrique RP-S1 réalisé sur un affleurement de roche en place.	69

Fig. 22 : Sondage Ch-S1 réalisé sur l'éboulis des Charmettes.	72
Fig. 23 : Résistivités apparentes mesurées sur l'éboulis des Charmettes, interpolation par krigeage simple de 74 mesures BTS relevées le 10.03.2005, emplacements des mini-loggers UTL-1, du sondage Ch-S1, du profil sismique Ch-R1, de l'échantillon Ch-G1 pour l'analyse granulométrique et de l'excavation manuelle.	73
Fig. 24: Régime thermique de surface enregistré sur l'éboulis des Charmettes ente septembre 2004 et août 2005.	74
Fig. 25: Profil de sismique-réfraction Ch-R1 réalisé au même emplacement que Ch-S1.	75
Fig. 26 : Sondage CB-S1 réalisé sur l'éboulis du Creux du Bouis.	81
Fig. 27 : Résistivités apparentes mesurées sur l'éboulis du Creux du Bouis, interpolation par krigeage simple de 48 mesures BTS relevées le 21.03.2005, emplacements des mini-loggers UTL-1, du sondage CB S1, de l'échantillon CB-G1 pour l'analyse granulométrique.	82
Fig. 28: Régime thermique de surface enregistré sur l'éboulis du Creux du Bouis ente septembre 2004 et août 2005.	84
Fig. 29 : Emplacements des mini-loggers UTL-1 et des sondages CC-S1 et CC-S2 dans le Couloir du Chavalard	90
Fig. 30 : Sondage CC-S1 réalisé sur l'éboulis du Couloir du Chavalard 1.	90
Fig. 31 : Sondage CC-S2 réalisé sur l'éboulis du Couloir du Chavalard 2.	91
Fig. 32: Régime thermique de surface enregistré sur l'éboulis du Couloir du Chavalard 2 ente octobre 2004 et août 2005.	91
Fig. 33 : Sondage LB-S1 réalisé sur l'éboulis de La Basse.	96
Fig. 34 : Résistivités apparentes mesurées sur l'éboulis de La Basse, interpolation par krigeage simple de 68 mesures BTS relevées le 6.03.1996, emplacements du mini-logger UTL-1 et du sondage LB-S1.	97
Fig. 35 : Ligne d'équilibre des glaciers à la fin du Petit Age Glaciaire : modèle de référence régional (Hautes Alpes Calcaires) au stade 1850 (gauche), d'après la répartition des altitudes de ligne d'équilibre dans le massif de Morcles-Muveran (à droite).	98
Fig. 36: Régime thermique de surface enregistré sur l'éboulis de La Basse ente septembre 2004 et août 2005.	99
Fig. 37 : Sondage PC-S1 réalisé sur l'éboulis du Petit Château.	101
Fig. 38 : Interpolation par krigeage simple de 19 mesures BTS relevées le 18.03.2005 sur l'éboulis du Petit Château et emplacement du sondage PC-S1.	102
Fig. 39 : Sondages GC-S1 et GC-S2 réalisés sur l'éboulis du Grand Château.	105
Fig. 40 : Sondage GC-S3 réalisé sur le protalus rimpart du Grand Château.	106
Fig. 41: Régime thermique de surface enregistré sur l'éboulis du Grand Château ente septembre 2004 et août 2005.	107
Fig. 42 : Résistivités apparentes mesurées sur le protalus rimpart du Grand Château, interpolation par krigeage simple de 68 mesures BTS relevées le 16.03.2004, emplacements des mini-loggers UTL-1 et des sondages GC-S1, GC-S2 et GC-S3.	108
Fig. 43 : Résistivités apparentes mesurées sur le protalus rimpart du Grand Château, interpolation par krigeage simple de 67 mesures BTS relevées le 17.03.2005, emplacements des mini-loggers UTL-1 et des sondages GC-S1, GC-S2 et GC-S3.	109
Fig. 44: Régime thermique de surface enregistré sur le protalus rimpart du Grand Château ente septembre 2004 et août 2005.	110
Fig. 45 : Emplacements des mini-loggers UTL-1, des sondages CF-S1, CF-S2, CF-S3 et BE-S1 et de l'échantillon CF-G1 pour l'analyse granulométrique.	115
Fig. 46 : Sondages CF-S1 et CF-S2 réalisés sur l'éboulis du Col du Fenestral.	115
Fig. 47 : Sondage CF-S3 réalisé sur le glacier rocheux du Col du Fenestral.	116

Fig. 48: Régime thermique de surface enregistré sur l'éboulis (CF-L2, CF-L3) et sur le glacier rocheux (CF-L1) du Col du Fenestral entre octobre 2004 et août 2005.	117
Fig. 49 : Sondage BE-S1 réalisé sur l'éboulis des Blettes d'Euloi.	123
Fig. 50: Régime thermique de surface enregistré sur l'éboulis des Blettes d'Euloi entre octobre 2004 et août 2005.	124

Liste des photos

Photo 1 : La photo, prise le 21.3.2005 sur l'éboulis du Creux du Bouis (cf. 5.3), montre les conditions que l'on peut rencontrer lors d'une journée de mesures BTS. Ce jour-là, dans le seul secteur de l'éboulis encore épargné par les avalanches, une petite coulée s'est déclenchée à notre arrivée sur le terrain. Du fait de la forte pente des éboulis, la réalisation de mesures BTS peut se révéler dangereuse.	42
Photo 2 : Exemple de mini-logger UTL-1.	44
Photo 3 : La photo, prise le 19.08.2004 lors d'un traîné sur l'éboulis des Charmettes, montre l'appareillage avec lequel sont effectuées toutes les mesures géoélectriques. La tige graduée en rouge et blanc sert comme centre du dispositif et comme point d'ancrage aux différents câbles. Les mallettes de couleur rouge correspondent aux piles ; celle de couleur noire contient les deux multimètres. On distingue aussi quelques câbles électriques.	48
Photo 4 : Conditions de travail difficiles (forte pente et instabilité du terrain) lors d'un traîné effectué le 19.08.2004 sur l'éboulis des Charmettes.	49
Photo 5 : Eboulis des Charmettes.	70
Photo 6 : Front (et détail du front) du bourrelet supérieur du glacier rocheux des Charmettes.	70
Photo 7 : Aspect des 30 cm de surface de l'éboulis des Charmettes à l'emplacement de Ch-S1.	76
Photo 8 : Echantillon Ch-G1 noyé dans l'eau depuis quelques jours.	76
Photo 9 : Echantillon Ch-G1 juste après avoir été secoué.	77
Photo 10 : Echantillon Ch-G1 quinze minutes après avoir été secoué.	77
Photo 11 : Glace (probablement pergélisol) aperçue à 1.5 m de profondeur dans une excavation manuelle réalisée entre l'éboulis bombé et l'éboulis central en août 2004.	78
Photo 12 : Fenêtres de déneigement précoce observées sur la partie supérieure des trois petits cônes à l'W de l'éboulis des Charmettes en juin 2005.	78
Photo 13 : Fenêtre de déneigement précoce observée dans la partie supérieure de l'éboulis central des Charmettes en juin 2005.	79
Photo 14 : Eboulis du Creux du Bouis.	80
Photo 15 : Végétation dans la partie supérieure de l'éboulis du Creux du Bouis.	80
Photo 16 : Echantillon CB-G1 noyé dans l'eau depuis quelques jours.	86
Photo 17 : Echantillon CB-G1 juste après avoir été secoué.	86
Photo 18 : Echantillon CB-G1 quinze minutes après avoir été secoué.	87
Photo 19 : Fenêtres de déneigement précoce observées sur la partie supérieure de l'éboulis du Creux du Bouis en mai 2005. La petite fenêtre encadrée se situe dans la zone des mesures BTS positives relevées en mars 2005.	87
Photo 20 : Couche de glace (env. 2 cm) présente sous la neige, à la surface du sol, vers l'emplacement de CB-L2 en mai 2005.	87

Photo 21 :	Eboulis du Couloir du Chavalard.	89
Photo 22 :	Fenêtres de fonte observées sur la partie supérieure de l'éboulis du Couloir du Chavalard 2 en février 2005.	92
Photo 23 :	Fenêtres de fonte observées sur la partie supérieure de tous les cônes du secteur E de l'éboulis du Couloir du Chavalard en mai 2005.	93
Photo 24 :	La neige n'est plus présente qu'en pied de pente dans le secteur E du Couloir du Chavalard à la mi-juin 2005.	93
Photo 25 :	Eboulis de La Basse.	94
Photo 26 :	Eboulis de La Basse (en premier plan, vue depuis le haut) et crêtes (morainiques ?, soulignées par le traitillé) dans le secteur W.	97
Photo 27 :	Morphologie de surface différente entre le secteur W et le secteur E du cirque de La Basse. A l'W, des crêtes (morainiques ?, soulignées par le traitillé) renferment le secteur plat où LB-S1 a été réalisé. La flèche indique le sens d'écoulement du glacieret – glacier rocheux. A l'E, aucune crête évidente n'est observable.	98
Photo 28 :	Eboulis du Petit Château.	100
Photo 29 :	Petite cheminée (funnel) observée sur la partie supérieure de l'éboulis du Petit Château le 18.03.2005. La casquette à gauche donne l'échelle de grandeur.	102
Photo 30 :	Détail d'une petite cheminée (funnel) observée sur la partie supérieure de l'éboulis du Petit Château le 18.03.2005. Les cristaux de neige sur le bord intérieur de la cheminée sont déformés par les nombreuses transformations dues aux cycles gel-dégel occasionnés par le système de ventilation.	102
Photo 31 :	Eboulis du Grand Château.	103
Photo 32 :	Front du protalus rampart du Grand Château.	103
Photo 33 :	Bourrelet basal et végétation dans la partie supérieure d'un cône composant le voile d'éboulis du Grand Château.	104
Photo 34 :	Fenêtre de déneigement précoce observée sur la partie supérieure du protalus rampart du Grand Château en mars 2005.	111
Photo 35 :	Fenêtres de déneigement précoce observées sur la partie supérieure du protalus rampart du Grand Château en mai 2005.	112
Photo 36 :	Eboulis du Col du Fenestral.	113
Photo 37 :	Laves torrentielles sur l'éboulis du Col du Fenestral.	114
Photo 38 :	Glacier rocheux (probablement fossile) au pied de l'éboulis du Col du Fenestral.	114
Photo 39 :	Aspect du sédiment observé dans une coupe réalisée manuellement dans un chenal de lave torrentielle (cf. photo 40) dans l'éboulis du Col du Fenestral.	118
Photo 40 :	Coupe réalisée manuellement dans un chenal de lave torrentielle descendue sur l'éboulis du Col du Fenestral. Les berges de ce chenal sont clairement constituées par une série de dépôts successifs, identifiables par la couleur et la granulométrie.	119
Photo 41 :	Echantillon CF-G1 noyé dans l'eau depuis quelques jours.	120
Photo 42 :	Echantillon CF-G1 juste après avoir été secoué.	120
Photo 43 :	Echantillon CF-G1 quinze minutes après avoir été secoué.	120
Photo 44 :	La tache de neige présente au pied de l'éboulis du col du Fenestral est abondamment recouverte d'éléments rocheux témoignant de l'activité des avalanches.	121
Photo 45 :	Eboulis des Blettes d'Euloi. La structure bombée de cet éboulis est mise en évidence par le traitillé.	122

Photo 46 : Eboulis des Blettes d'Euloi. La végétation occupe seulement la partie supérieure du cône.	122
Photo 47 : Fenêtres de déneigement précoce observées sur la partie supérieure des cônes constituant le voile d'éboulis des Blettes d'Euloi en mai 2005.	125
Photo 48 : Fenêtres de déneigement précoce observées sur la partie supérieure des cônes constituant le voile d'éboulis des Blettes d'Euloi en mai 2005. Le cône qui a fait l'objet de BE-S1 et des enregistrements en continu de la température de la surface du sol est mis en évidence par le traitillé.	125
Photo 49 : Emplacement de l'excavation manuelle (30 cm environ) en pied de pente de l'éboulis des Blettes d'Euloi.	126
Photo 50 : Une température de 0.8°C a été enregistrée le 23 juin 2005 en pied de pente de l'éboulis des Blettes d'Euloi à 20 cm de profondeur alors que la température de l'air était de 21°C.	126
Photo 51 : Le 23 juin 2005 la glace est présente entre les blocs en pied de pente de l'éboulis des Blettes d'Euloi à 30 cm de profondeur alors que la température de l'air est de 21°C.	126

Liste des tableaux

Tab. 1 : Caractéristiques des éboulis par rapport à la lithologie.	31
Tab. 2 : Comparaison qualitative de l'applicabilité des différentes méthodes utilisées dans cette étude.	38
Tab. 3 : Vitesses sismiques pour différents types de matériaux.	56
Tab. 4 : Précipitations enregistrées dans différentes stations du Valais central et des Alpes vaudoises.	62
Tab. 5 : Limites altitudinales inférieures du pergélisol possible pour différentes expositions d'après les résultats obtenus sur les sites étudiés de la région du Grand Chavalard.	128
Tab. 6 : Récapitulation des processus agissant au sein des différents éboulis étudiés dans la région du Grand Chavalard.	132

Liste des cartes

Carte 1: Localisation de la région du Grand Chavalard. Hautes Alpes Calcaires, Valais, Suisse.	60
Carte 2: Carte topographique de la région du Grand Chavalard avec les éboulis étudiés.	61
Carte 3 : Extrait de l'Atlas géologique de la Suisse 1 : 25'000 : région du Grand Chavalard.	65
Carte 4 : Carte géomorphologique de la région du Grand Chavalard.	68
Carte 5 : Distribution du pergélisol probable, possible et improbable dans les sites étudiés de la région du Grand Chavalard.	127

1. INTRODUCTION

1.1 Cadre général

Les études sur le pergélisol prennent de plus en plus d'ampleur étant donné les effets que pourrait avoir le réchauffement climatique sur la stabilité des versants soumis à des conditions de gel permanent.

En effet, des études récentes ont montré que le réchauffement de la glace contenue dans les terrains de haute montagne est probablement à l'origine d'une accélération des mouvements de terrain, surtout pour ce qui est des glaciers rocheux (LAMBIEL & DELALOYE, 2004; LAMBIEL *et al.*, 2005). D'autres études ont montré que «si la stabilité d'une pente est maintenue par des joints remplis de glace, son facteur de stabilité sera réduit avec l'augmentation de la température» (DAVIES *et al.*, 2001 : 137). En d'autres termes, un réchauffement implique une augmentation de la plasticité de la glace qui engendre un accroissement des instabilités de terrain.

Ces considérations montrent à quel point la modélisation de la distribution du pergélisol dans des régions de montagne à forte occupation humaine est une tâche importante face aux dangers naturels potentiels. Or, les connaissances sur la distribution du pergélisol dans les éboulis sont, à l'heure actuelle, très lacunaires. Insuffisantes sont aussi les connaissances sur les processus qui contrôlent l'occurrence du pergélisol. Cette étude s'inscrit dans ce contexte et vise donc à apporter des réponses quant à la localisation du pergélisol dans les éboulis et aux processus qui en déterminent l'occurrence.

En Suisse, on estime que 4 à 6% de la surface est occupée par des terrains gelés en permanence – environ le double de la surface occupée par les glaciers ! (KELLER *et al.*, 1998). Une dégradation thermique de ces terrains pourrait donc être la cause d'instabilités potentiellement très dangereuses pour l'homme.

Comme l'a indiqué la vague de chaleur de l'été 2003 en Europe centrale (Alpes comprises), les aléas naturels, comme les éboulements, s'intensifieront probablement avec le réchauffement climatique si celui-ci se poursuit (HARRIS *et al.*, 2001 ; LAMBIEL & DELALOYE, 2004 ; NOETZLI *et al.*, 2004 ; ARENSON *et al.*, 2005 ; HAUCK *et al.*, 2005b ; HOELZLE *et al.*, 2005 ; LAMBIEL, 2006). Depuis le début de leurs mesures, ARENSON *et al.* (2005) observent autant un épaissement de la couche active – suite à l'été 2003 – qu'une augmentation des températures à la base du pergélisol. De leur côté, HARRIS *et al.* (2003) estiment que les couches de pergélisol proches de la surface se sont réchauffées d'environ 1°C depuis la fin du XIX siècle et que ce réchauffement s'est propagé jusqu'à des profondeurs pouvant aller de 20 à 50 m selon les cas. Cependant, avant de disparaître complètement, un pergélisol peut se maintenir à une température de 0°C durant plusieurs années, voire plusieurs décennies, étant donné la quantité de chaleur latente consommée lors de la fusion de la glace (DELALOYE, 2004 ; LAMBIEL *et al.*, 2005).

Ce système complexe qui combine pergélisol, réchauffement climatique et instabilité des terrains n'est pas encore tout à fait clair (LAMBIEL, 2006). Les mesures dont la communauté

scientifique peut disposer sont pertinentes mais lacunaires et non systématiques étant donné que l'étude du pergélisol est un domaine relativement jeune. C'est pour cette raison que plusieurs projets ont vu le jour récemment en Europe et en Suisse dans le but d'étudier dans le détail différents sites et d'établir des stratégies de monitoring. En Europe, il existe le projet « PACE » (*Permafrost and Climate in Europe*, cf. HARRIS *et al.*, 2001). En Suisse, sur mandat de la Commission Glaciologique de l'Académie Suisse des Sciences Naturelles, a été créé le programme d'observation « PERMOS » (*Permafrost Monitoring Switzerland*). « Dans le cadre de PERMOS, les variations de la température interne du pergélisol sont mesurées dans différents forages. La température de la surface du sol est relevée pour sa part sur plusieurs sites-test. A cela s'ajoute la réalisation périodique de photographies aériennes, dont la comparaison permet de fournir des informations détaillées sur l'évolution des terrains dans le temps » (VONDER MUEHLL, 2003 : 44).

Si la plupart de ces études (PACE et PERMOS exclus) se concentrent sur les expressions les plus spectaculaires du pergélisol alpin – les glaciers rocheux – il subsiste encore un manque de connaissances pour ce qui est des éboulis (et des parois rocheuses) et de leur place dans ce système complexe (LAMBIEL *et al.*, 2005, LAMBIEL, 2006). Plus importants en superficie que les glaciers rocheux, les éboulis de la ceinture du pergélisol discontinu ont jusqu'à ce jour été relativement négligés (LAMBIEL, 2006). Ce mémoire de licence porte donc exclusivement sur les éboulis.

Les études menées récemment sur le pergélisol alpin (p.ex. DELALOYE, 2004 ; HOELZLE *et al.*, 2005 ; LAMBIEL, 2006) montrent que les processus qui influencent la distribution du pergélisol sont très complexes et difficilement modélisables. Les anciens modèles basés sur des paramètres climatiques régionaux ne semblent pas pouvoir expliquer avec assez de précision la distribution du pergélisol que l'on rencontre sur les terrains alpins. Nombreux auteurs mettent désormais l'accent sur des processus locaux pour expliquer la présence de pergélisol dans les Alpes, à haute, moyenne et basse altitude (DELALOYE & REYNARD, 2001 ; LERJEN *et al.*, 2003 ; REYNARD *et al.*, 2003 ; DELALOYE, 2004 ; DELALOYE & LAMBIEL, 2005a ; HOELZLE *et al.*, 2005 ; LAMBIEL, 2006).

Pour cette raison, il est indispensable de se pencher sur la compréhension des phénomènes locaux. Seule la connaissance des processus peut apporter des éléments utiles au perfectionnement des modèles de distribution du pergélisol.

1.2 Objectif général

Les deux volets qui caractérisent cette étude sont les suivants:

- l'effort de localisation et de caractérisation du pergélisol dans les éboulis calcaires situés proches de la limite inférieure du pergélisol discontinu ;
- l'étude des processus qui contrôlent son occurrence dans les éboulis calcaires de haute altitude.

Il s'agit, dans un premier temps, de déterminer la distribution spatiale du pergélisol – à l'aide de méthodes géophysiques, thermiques et géomorphologiques – dans des éboulis calcaires

à la limite inférieure du pergélisol discontinu et d'en décrire les caractéristiques. Ensuite, la compréhension des processus découlera de l'interprétation des mesures effectuées.

Cette recherche vise à la compréhension des mécanismes et des modes de distribution du pergélisol à grande échelle, en l'occurrence à l'échelle d'un versant d'éboulis (ordre de grandeur : $< 1 \text{ km}^2$).

Les résultats devraient pouvoir apporter des connaissances nouvelles, d'une part, sur les processus géomorphologiques qui déterminent la présence ou l'absence de pergélisol dans les éboulis de haute altitude, d'autre part, et dans une moindre mesure, sur le rôle joué par la lithologie calcaire.

Ces objectifs sont développés et précisés plus loin. Ils constituent le point de départ de la problématique qui soutient cette recherche (cf. 3.1).

1.3 Structure du travail

Après cette introduction générale, un état de la question concernant le pergélisol et les éboulis occupe le deuxième chapitre de ce travail. Les principales notions théoriques tirées de la littérature sont présentées.

Les questions que les chercheurs se posent au cours de leurs recherches amènent à une problématique qui constitue, dans le troisième chapitre, la base de cette étude. Dans le même chapitre, la méthodologie est présentée. On y aborde les différentes méthodes utilisées pour résoudre les questions posées dans la problématique.

Le quatrième chapitre présente la géographie, le climat, la géologie et la géomorphologie générale du terrain choisi.

Les études de cas constituent le centre de cette recherche dans le cinquième chapitre. Tous les éboulis y sont décrits et les mesures présentées. L'analyse et l'interprétation des données recueillies sont présentées cas par cas, séparément.

Le sixième chapitre ouvre la discussion à l'analyse du rapport entre les hypothèses de travail émises au début de la recherche et les résultats obtenus.

Finalement, les conclusions générales et les perspectives de recherche font l'objet du dernier chapitre.

2. RAPPELS THEORIQUES

Dans ce chapitre, il est question de montrer l'état des connaissances sur le pergélisol (2.1), sur les éboulis (2.2) et sur la distribution du pergélisol dans les éboulis (2.3). Etant donné l'intérêt que cette recherche porte sur le rôle de la lithologie calcaire et de l'aspect du sédiment dans la distribution du pergélisol, un dernier chapitre (2.4) est destiné à mettre en lumière ce qui ressort de la littérature à ce sujet.

2.1 Pergélisol

Dans ce chapitre, le pergélisol est abordé en tant que phénomène général sans mettre l'accent sur sa distribution dans les éboulis.

2.1.1 Définition

Le pergélisol est défini dans nombreuses publications comme un terrain de sub-surface dont la température demeure inférieure à 0°C durant plus d'une année. Cette définition ne tient pourtant pas compte d'une situation particulière : « celle où la température du sol gelé est, l'année durant, isotherme et exactement égale au point de gel de l'eau ou de fusion de la glace (équilibre de phase). Cette température est égale ou inférieure à 0°C de quelques centièmes à quelques dixièmes de °C en fonction de la salinité et de la pression » (HARRISON, 1975, cité par DELALOYE, 2004 : 23). Ce cas particulier, qu'on rencontrera de plus en plus si le réchauffement climatique se poursuit, connaît une stabilité remarquable qui croît en fonction de l'augmentation de la teneur en glace, respectivement en eau (lors de la fonte de la glace). En effet, la glace consomme de la chaleur latente lors de sa fusion, respectivement l'eau en libère lors de la phase de gel (DELALOYE, 2004). Ce type de comportement thermique a été observé, par exemple, par HOELZLE *et al.* (1999) dans des courbes de température enregistrées par des mini-loggers (cf. 3.2.2.4) installés dans un terrain humide. On rencontre des pergélisols de ce type (caractérisés par des températures de 0°C) aux marges de son domaine d'existence ou à la base du pergélisol par exemple (DELALOYE, 2004 ; LAMBIEL, 2006).

Comme cette définition l'indique, le pergélisol est défini uniquement par sa température. La présence de glace n'est d'ailleurs pas nécessaire pour parler de pergélisol.

Un pergélisol peut être froid si sa température annuelle moyenne (MAPT) est distinctement inférieure à ~0°C (< -0.5°C) et qu'aucune valeur instantanée n'est égale à ~0°C. Il est tempéré lorsque sa température est invariablement égale à ~0°C. Si MAPT est proche de ~0°C (> -0.5°C) ou si des valeurs de ~0°C sont occasionnellement enregistrées, la notion de pergélisol semi-tempéré peut être introduite (DELALOYE, 2004).

2.1.2 Structure et bilan d'énergie du pergélisol

Le pergélisol est présent sous une portion de terrain qui gèle l'hiver et dégèle l'été d'une épaisseur qui peut varier, dans les Alpes, de quelques décimètres à une dizaine de mètres. Généralement, cette couche – appelée couche active – mesure 2 à 5 m.

Sous la couche active, le pergélisol peut être présent au-delà des 100 m de profondeur, bien que, dans les Alpes, il ne mesure que rarement plus de quelques dizaines de mètres. En dessous, en raison du flux géothermique, les conditions thermiques ne permettent plus à un pergélisol de se maintenir.

La fig. 1 illustre le profil thermique typique et présente la nomenclature des différentes parties d'un pergélisol.

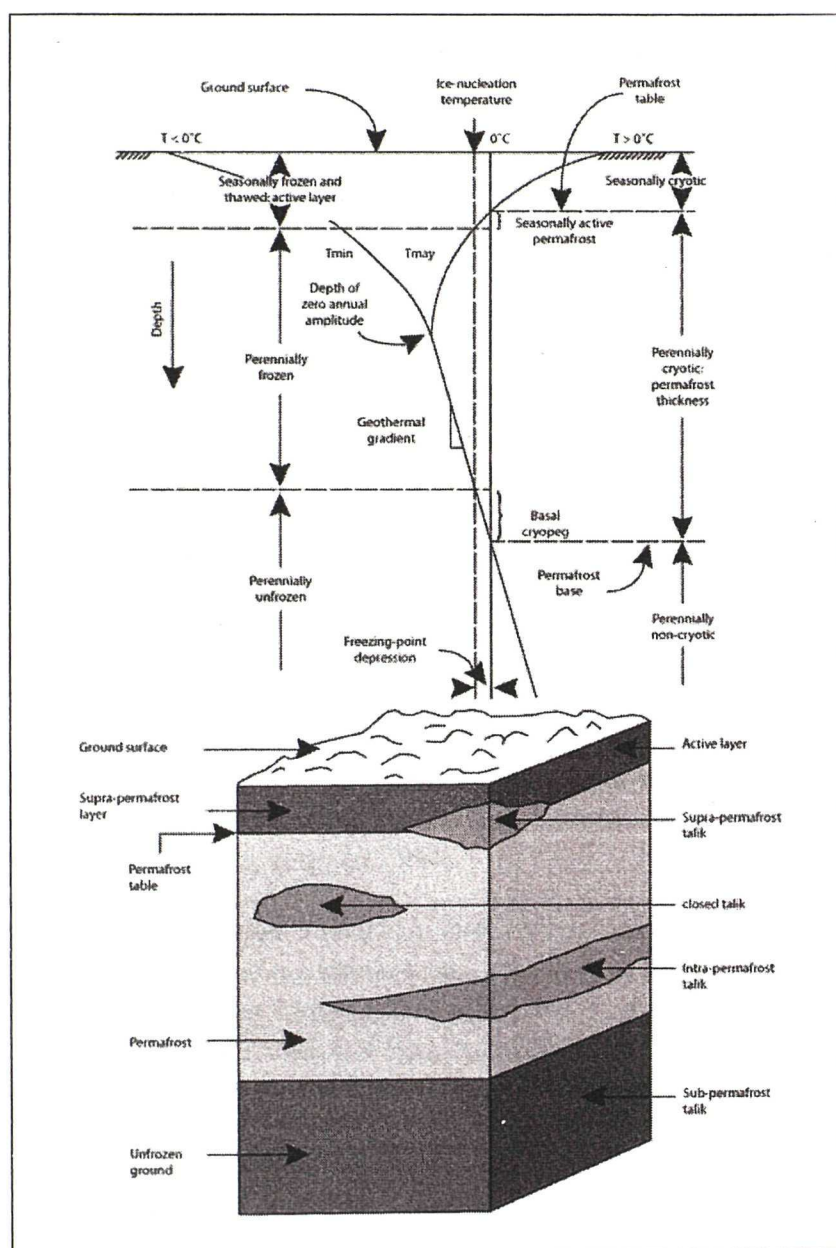


Fig. 1 : Profil thermique et nomenclature des différentes parties d'un pergélisol (FRENCH, 1996).

Le profil thermique du pergélisol est le résultat du bilan d'énergie qui se manifeste par des échanges d'énergie « entre l'atmosphère et le toit du pergélisol (*permafrost table*) via la couche de neige, lorsqu'elle existe, la surface du sol et la couche active » (STOCKER-MITTAZ et al., 2002, cité par DELALOYE, 2004 : 24 ; HOELZLE et al., 2003). Ces échanges d'énergie déterminent l'occurrence du pergélisol si, en condition d'équilibre, la température moyenne annuelle à la base de la couche active est inférieure ou égale à 0°C (LAMBIEL, 2006).

Outre la neige, la surface du sol et la couche active, d'autres facteurs jouent un rôle prépondérant dans le résultat du bilan d'énergie. La prochaine section est consacrée aux multiples facteurs qui influencent la distribution du pergélisol.

2.1.3 Facteurs qui déterminent l'occurrence du pergélisol

Comme le suggère LAMBIEL (2006), les facteurs qui déterminent la distribution du pergélisol peuvent être appréhendés à trois différents niveaux d'échelle : régionale, locale et échelle de l'objet.

Aux niveaux régional et local, on rencontre les paramètres climatiques tels que MAAT (*Mean Annual Air Temperature*) et les facteurs géomorphologiques, comme la configuration du terrain (exposition et/ou morphologie) qui détermine le rayonnement solaire.

MAAT dépend principalement du gradient thermique vertical. Ainsi, en règle générale, elle diminue avec l'altitude. En première approximation, plus MAAT est basse, plus les conditions sont favorables à la mise en place d'un pergélisol (REYNARD, 1997). Le rayonnement solaire dépend de la topographie : orientation, pente et configuration géomorphologique (PHILLIPS & REYNARD, 1996 ; REYNARD, 1997). Le climat contribue également à définir le rayonnement solaire par la météo locale.

Le vent et l'humidité de l'air sont d'autres facteurs importants aux échelles régionale et locale et contribuent à la détermination de MAAT. Ces facteurs sont facilement mesurables.

La distribution du pergélisol est aussi liée à la ligne d'équilibre des glaciers. L'aire d'extension du pergélisol est ainsi plus vaste dans les régions à climat continental que dans celle à climat maritime, en raison de l'abaissement de la ligne d'équilibre des glaciers (HAEBERLI, 1985). Ainsi, dans le Alpes occidentales, l'aire d'extension du pergélisol est plus réduite que dans les Alpes orientales (PHILLIPS & REYNARD, 1996).

A l'échelle de l'objet, il existe un filtre – constitué par la neige, la surface du sol et la couche active (cf. fig. 2) – qui génère des décalages thermiques (*thermal offsets*) « plus ou moins importants entre la température moyenne annuelle de l'air et celle du toit du pergélisol » (GRUBER et al., 2003, cités par DELALOYE, 2004 : 24).

Niveaux	Décalages thermiques ("thermal offsets")	Principaux paramètres et variables
Atmosphère, climat		Température, vent, humidité, rayonnement solaire global, rayonnement infra-rouge, etc.
Neige	Snow thermal offset (SnTO)	Durée, épaisseur, température, densité
Surface du sol	Surface thermal offset (STO)	Nature, rugosité, albédo, orientation, inclinaison
Couche active	Active layer thermal offset (ALTO)	Granulométrie, porosité, conductivité thermique, humidité, circulation d'air
Toit du pergélisol ("permafrost table")		Température initiale

Fig. 2 : Relation (simplifiée) entre atmosphère et toit du pergélisol : principaux paramètres et variables du bilan d'énergie et sources possibles de décalage thermique (DEALOYE, 2004).

Premier filtre entre l'atmosphère et la surface du terrain, la neige a une influence majeure, selon beaucoup de chercheurs, sur la distribution du pergélisol (p.ex. KELLER, 1994; HOELZLE et al., 1999 ; DELALOYE, 2004 ; LUETSCHG et al., 2004). Etant donné la faible conductivité thermique qui fait de la neige un bon isolant entre la surface du sol et l'atmosphère, la durée, l'épaisseur et la densité (la conductivité thermique augmente parallèlement à la densité et à l'aminçissement du manteau neigeux) du manteau neigeux sont les paramètres qui contribuent le plus à générer des décalages thermiques. Gardant à l'esprit que l'influence du manteau neigeux à la limite inférieure du pergélisol discontinu s'étend sur 8 à 9 mois au moins, il est intéressant de considérer les points suivants, indiqués par FRANCOU & HETU (1989) :

- le décalage entre le minimum thermique de décembre-février (il se peut que déjà à partir de septembre-octobre les températures de l'air soient très froides, cf. 3.2.2.4, fig. 11) et le maximum nivométrique d'avril-juin permet, dans des conditions optimales certaines années (peu de neige et grand froid), l'engel profond des sols ;
- la persistance d'un manteau résiduel important une fois le zénith passé, en juillet et août permet aux sols de maintenir à faible profondeur des températures voisines de 0°C ; de plus, il suffit de l'arrivée de chutes de pierres intenses sur ces névés (petits éboulements, laves torrentielles) pour qu'ils soient recouverts de gélifracts et ainsi intégrés comme matériel gelé aux talus (*ice-patch*, névés enterrés).

Les variations d'épaisseur du manteau neigeux ne dépendent pas uniquement des précipitations, mais aussi – et surtout dans les éboulis – de la redistribution de la neige par les avalanches et par le vent (ISHIKAWA, 2003 ; LUETSCHG et al., 2004).

Les décalages thermiques attribués au rôle de la neige peuvent atteindre quelque (dixièmes de) degrés (DEALOYE, 2004).

Sous la couche de neige, le deuxième filtre s'opère à travers la surface du sol. Celle-ci possède des propriétés particulières selon l'endroit où l'on se trouve sur le terrain. Les différences peuvent être remarquables (de l'ordre de plusieurs °C selon GRUBER, cité par DELALOYE, 2004) sur de petites distances, par exemple entre un cône d'éboulis et un autre

pour des conditions climatiques identiques et à altitude égale (DELALOYE, 2004).

L'orientation et l'inclinaison du versant, l'occurrence de couverture végétale, la rugosité de la formation et l'albédo du matériau qui la compose sont autant de paramètres qui induisent des décalages thermiques importants.

Finalement, la troisième source de décalages thermiques est représentée par la couche active. Les caractéristiques qui peuvent contribuer à déterminer le bilan d'énergie entre le toit du pergélisol et l'atmosphère tiennent à deux qualités : aux propriétés physiques des matériaux qui composent la couche active et à la texture du mélange de matériaux.

Premièrement, il existe des matériaux qui conduisent la chaleur mieux que d'autres. Deuxièmement, l'agencement des matériaux donne souvent, dans le cas particulier des éboulis notamment, un mélange de blocs, de matrice et de vides qui, à leur tour, peuvent être occupés par de l'eau ou de la glace. Dans le cas d'un mélange poreux et sec, de l'air peut facilement circuler à travers le sédiment. Les échanges d'énergie à travers la couche active peuvent donc se faire par conduction, convection, advection et libération ou consommation de chaleur latente (GRUBER, 2005, cité par LAMBIEL, 2006). Ce type de décalage est encore peu connu dans les Alpes, surtout si l'on est en présence d'un mélange de blocs sans matrice fine.

Les paramètres à retenir sont la granulométrie, la porosité, la conductivité thermique, l'humidité et la circulation d'air. HOELZLE *et al.* (1999) démontrent, à l'aide de mesures thermiques, l'importance des caractéristiques de la couche active (matériel fin ou grossier) et de la capacité de stockage de l'eau par des sols composés de matériaux fins (en relation aux échanges de chaleur latente).

Dans le cadre de cette recherche, la granulométrie et la porosité de certains éboulis seront étudiées – par des prélèvements de matériaux sur place – dans le but de comprendre le rôle qu'elles jouent dans la distribution du pergélisol dans les éboulis calcaires (cf. 3.2.5, 5.2, 5.3, 5.8).

2.1.4 Origine de la glace dans un pergélisol

Bien que la définition du pergélisol ne considère pas forcément la présence de glace, c'est bien celle-ci qu'on recherche quand on prospecte un site dans le but de cartographier la distribution du pergélisol. En effet, la glace agit comme un ciment en stabilisant les pentes qu'elle occupe et, comme expliqué plus haut, la fonte de cette glace pourrait provoquer des instabilités de terrain. Il est alors intéressant de se pencher sur la question de l'origine de la glace que l'on rencontre dans les terrains des Alpes.

La glace se forme, selon HAEBERLI & VONDER MUEHLL (1996) par deux processus distincts : le gel de l'eau qui percole dans le sous-sol (glace de congélation) et la transformation physique de la neige en glace par compression mécanique (glace sédimentaire). Ce dernier cas se produit pour les glaciers. Par contre, un névé recouvert de gélifractions et ensuite incorporé à la formation engendrera de la glace de congélation suite au regel de la neige mouillée. Un cas pareil donne naissance à de la glace massive. Dans tous les cas, la formation et/ou la

préservation de glace dans le sol requiert des températures de surface négatives [ou égales à 0°C] pour exister tout au long de l'année (HAEBERLI & VONDER MUEHLL, 1996).

« Le problème de la glace à l'intérieur d'un éboulis, et de ses relations éventuelles avec le corps de pergélisol du glacier rocheux voisin, est un domaine encore peu exploré. La constatation que beaucoup de glaciers rocheux prennent naissance dans les talus d'éboulis, et qu'ils n'ont pas nécessairement besoin de s'enraciner dans des glaciers ou des névés permanents paraît indiquer que les talus d'éboulis peuvent se comporter comme des réservoirs de glace » (JORDA, 1983 : 20).

2.2 Eboulis

Ce chapitre est presque entièrement inspiré des études de FRANCOU & HETU (1989) qui ont travaillé sur des éboulis alpins, andins et québécois.

2.2.1 Définition, morphologie et sédimentologie

Les éboulis, au sens large, sont une « formation détritique mise en place progressivement sur un versant par suite du détachement successif et de la chute de fragments rocheux d'une paroi rocheuse ou de toute pente inclinée à plus de 40-45° » (FRANCOU & HETU, 1989 : 17). Les éboulis peuvent donc se former sur une pente de débris très raide (front de glacier rocheux ou moraine) sans nécessairement découler de la fragmentation d'une paroi rocheuse.

Concernant leur forme, les éboulis se présentant en cônes, au profil longitudinal convexe, sont caractéristiques des corniches découpées en couloirs. On parle de cônes coalescents quand ces derniers se joignent l'un à l'autre. Si les corniches sont moins entaillées, il en résulte des simples plans inclinés appelés tabliers d'éboulis ou voiles d'éboulis. Le profil longitudinal d'un éboulis est le plus souvent rectiligne à concave avec des valeurs de pente atteignant couramment les 35° (valeur modale des éboulis étudiés par FRANCOU & HETU, 1989, cf. 2.2.2.1) et plus dans le secteur proximal (correspond à la partie supérieure d'un éboulis).

Le matériel qui compose les éboulis est le plus souvent grossier, hétérométrique et granoclassé longitudinalement (cf. 2.2.2). En coupe, l'éboulis présente une structure amorphe ou, dans certains cas spécifiques, à tendance stratifiée. Ces caractéristiques sédimentologiques sont le résultat de la mise en place des éboulis par gravité et remobilisation du matériel vers le bas du versant par différents processus qui seront étudiés dans le prochain chapitre.

2.2.2 Caractéristiques, processus et types d'éboulis

FRANCOU & HETU (1989) ayant étudié dans le détail les différents types d'éboulis existants et les processus qui se manifestent dans leur mise en place, la classification qu'ils ont établie est reprise ici, en mentionnant seulement les cas que l'on rencontre sur le terrain qui fait l'objet de cette recherche.

2.2.2.1 Caractéristiques

Les processus qui se manifestent au sein des éboulis dépendent de différents angles :

- *Angle de frottement interne*¹

Il s'agit de l'angle maximum auquel peut se maintenir le matériel avant la rupture d'équilibre. Il est de 39° dans des granites pour les blocs à texture ouverte et de 41° ou plus en présence de matrice sableuse et peu d'argiles ;

- *Angle de repos*

C'est l'angle auquel les fragments glissant à sec collectivement (coulées sèches, cf. 2.2.2.2) viennent s'arrêter. Il est de 35±1° pour les granites, la valeur n'est pas mesurée pour les calcaires.

FRANCOU & HETU (1989) ont mesuré les valeurs de pente sur des segments de 10m de longueur le long de talus d'éboulis du Briançonnais, dans les Alpes françaises (cf. fig. 3). Ils concluent que l'angle de repos se situe à la valeur modale de 34-35°, tandis que l'angle de frottement interne se situe entre 39 et 41°. Ces valeurs correspondent à la distribution typique des pentes d'éboulis actifs à faible cohésion.

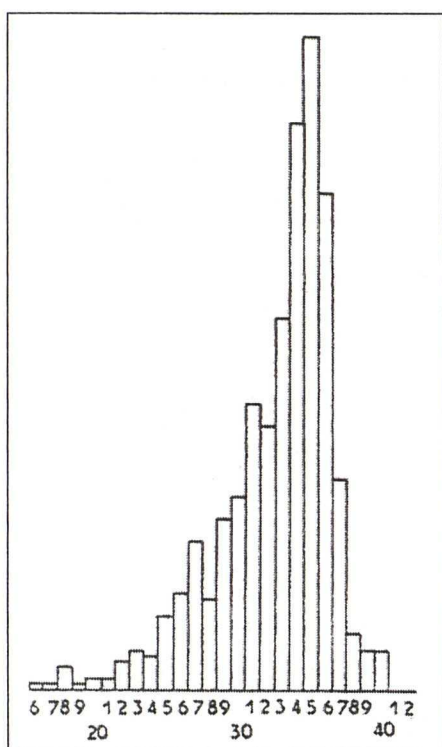


Fig. 3 : Fréquence absolue des valeurs de pente (en degrés) mesurées sur des segments de 10 m de longueur le long de talus d'éboulis du Briançonnais (Alpes françaises). Distribution typique des pentes d'éboulis actifs à faible cohésion (FRANCOU & HETU, 1989).

2.2.2.2 Processus

Les éboulis se mettent en place essentiellement par gravité. Toutefois, lorsque les éléments s'arrangent à un endroit donné sur le talus, plusieurs processus les remobilisent donnant naissance à différents types d'éboulis. Parmi ces processus, il est important de noter ceux que l'on peut retrouver au sein des éboulis de la région d'étude. Ils seront mentionnés ci-dessous

¹ Appelé également angle de frottement statique ou d'inclinaison critique.

par rapport à la vitesse et à l'ampleur des déplacements qu'ils engendrent selon la classification établie par FRANCOU & HETU (1989):

- *Grands mouvements rapides canalisés (m/s)*
Ils s'agit de coulées sèches (sans matrice de surface et par forte inclinaison), laves torrentielles (avec matrice), avalanches de fond, coulées de pierres glacées ;
- *Fluage (m/an)*
C'est le creep proprement dit. Ce mouvement de masse affecte une partie ou la totalité de l'éboulis. Il se manifeste comme une déformation du sédiment contenant des quantités relativement importantes de glace. Dans le cas des glaciers rocheux, le mécanisme de ce mouvement semble être lié également à la présence d'un plan de glissement (cf. ARENSON *et al.*, 2002). Pour ce qui est des éboulis, il subsiste un manque de données pour pouvoir se prononcer sur les mécanismes de ce mouvement ;
- *Solifluxion (cm-m/an)*
Ne concerne que la couche active gorgée d'eau lors du dégel printanier. Dans les éboulis comportant une importante matrice fine, la solifluxion peut être à l'origine de bourrelets et lobes de dimensions métriques ;
- *Reptation (cm/an)*
Profonde : elle agit sur 10-20 cm de profondeur et est actionnée par les cycles gélivaux saisonniers auxquels s'ajoute la saturation hydrique de printemps (fonte des neiges), en général sur du matériel schisteux à matrice fine abondante ;
Superficielle : mouvement d'ensemble dû aux cycles journaliers de gel-dégel, elle agit sur 5-15 cm de profondeur ;
Nivale : c'est l'entraînement des particules de la surface de l'éboulis par la reptation du manteau neigeux au cours de l'hiver ;
- *Migration individuelle de la blocaille sans matrice (cm/s)*
Il s'agit de l'effet de crible engendré par des impulsions diverses (chutes de pierre, impacts d'animaux, etc.) qui favorise l'enfouissement des particules fines sous les grosses.

A l'effet de crible on peut ajouter le *lavage oblique* qui consiste en l'enfouissement que subissent les produits matriciels dans les dépôts de pente grâce aux eaux qui s'infiltrant dans le profil. C'est l'une des origines de la texture ouverte très répandue à la surface des éboulis.

Ces processus engendrent une sédimentation spécifique qui sera traitée ici selon l'étude de la texture et du granoclassement des éboulis :

- *Texture*
C'est le mode d'arrangement des éléments du dépôt, dépendant du pourcentage occupé par la matrice (éléments de moins de 2 mm, par convention) et par les fractions granulométriques plus grossières. Il existe 4 types de texture (FRANCOU & HETU, 1989) :
Ouverte : pas de matrice ;
Semi-ouverte : quelques vides entre les éléments sont remplis de matrice ;

Fermée à support clastique : les vides entre les particules grossières sont remplis totalement par la matrice, mais les particules se touchent ;

Fermée à support matriciel : les vides sont remplis totalement par la matrice qui entoure les particules grossières.

- *Granoclasement*

Le *granoclasement vertical* est souvent granodécroissant dans les éboulis à cause du lavage oblique, de l'effet de crible, etc.

Le *granoclasement longitudinal* est dit normal quand la taille des éléments croît avec la distance à l'apex (sommet de l'éboulis). Dans ce cas il est d'origine gravitaire. La forme des éléments contribue aussi à créer un granoclasement longitudinal (les éléments sphéroïdes roulent plus loin que les plus plats). Ce type de granoclasement est représenté par la fig. 4.

Le *granoclasement latéral* se manifeste dans les éboulis coniques par la présence d'éléments plus grossiers aux axes latéraux, souvent de texture ouverte.

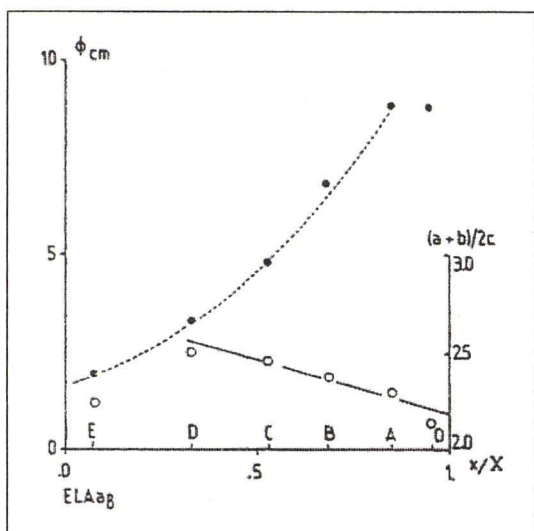


Fig. 4 : Granoclasements longitudinaux dans un éboulis de gravité.

En abscisse :
distance fractionnée à l'apex (apex = 0)

En ordonnée :

- à gauche (pointillé) : évolution de la taille moyenne des fragments (moyenne géométrique de 50 fragments). Croissance de type logarithmique.

- à droite (trait continu) : évolution de la forme des fragments donnée par le coefficient d'aplatissement. Baisse significative de ce coefficient vers la base de l'éboulis (FRANCOU & HETU, 1989).

2.2.2.3 Types d'éboulis

D'après l'étude d'innombrables éboulis, FRANCOU & HETU (1989) établissent cette typologie caractérisée par les processus dominants dans la mise en place et le remaniement des talus :

- *Eboulis de gravité*

Ils sont souvent concaves et présentent un granoclasement longitudinal assez net, selon lequel les éléments s'ordonnent le long de la pente suivant leur taille et leur forme. La surface de ces éboulis est régulière.

- *Eboulis à avalanches*

Ils se distinguent par une extension importante de leur concavité distale (le secteur distal correspond à la partie inférieure de l'éboulis) et par un classement plus anarchique des éléments, notamment dans la partie inférieure où les avalanches peuvent déposer beaucoup d'éléments fins.

- *Eboulis ruisselés*

La partie sommitale est souvent taillée par un petit talweg et la partie distale parcourue par des laves qui peuvent former des cônes à la base de l'éboulis. Le granoclassement peut-être transverse, voire vertical.

- *Eboulis soliflués*

Ils se caractérisent par un transfert systématique des éléments vers le bas par solifluxion (reptation, gélifluxion, écoulements plus liquides). Dans un matériel à matrice fine et abondante, de forte cohésion, le matériel de l'éboulis s'organise en lobes à front pierreux, nappes-coulées, parcourus de blocs-laboueurs et couverts d'un figuré strié.

- *Eboulis fluants*

Ce type d'éboulis s'associe très souvent à un bourrelet de fluage ou à un glacier rocheux. La partie distale se termine par un bourrelet dont le front abrupt affiche une inclinaison maximale voisine de l'angle de frottement interne du matériel (39-42°, le plus souvent et selon la lithologie). Le profil est rectiligne à convexe et est composé par une succession de bourrelets de plus en plus marqués au pied. Le granoclassement de gravité tend à être oblitéré car le maintien d'une pente forte permet le déclenchement de coulées sèches. Si le fluage est très actif, on passe à l'aval au glacier rocheux selon un continuum qui rend difficile la délimitation des formes associées (éboulis – protalus rampart – glacier rocheux).

2.3 Pergélisol et éboulis

Dans ce chapitre il est question de montrer les liens qui existent entre le pergélisol et les éboulis. Après un aperçu des études pionnières sur cette question, on expose les contributions principales que les chercheurs ont apportées à la compréhension de cette relation.

2.3.1 Le pergélisol dans la partie inférieure des pentes

Des prospections – géophysiques ou thermiques (cf. 3.2) – du pergélisol dans les éboulis ont été effectuées, après l'étude pionnière de HAEERLI (1975) sur les éboulis du Col de la Flüela (Grisons, Suisse orientale, 2400 m) (p.ex. REYNARD *et al.*, 1999 ; DELALOYE & REYNARD, 2001 ; KNEISEL, 2003b ; LERJEN *et al.*, 2003 ; REYNARD *et al.*, 2003 ; SAWADA, 2003 ; DELALOYE, 2004 ; LUETSCHG *et al.*, 2004 ; DELALOYE & LAMBIEL, 2005a ; LAMBIEL *et al.*, 2005 ; LAMBIEL, 2006). La majorité de ces recherches ont montré que le pergélisol se localise principalement en pied de versant, dans la partie inférieure des éboulis.

Les modèles de localisation à petite échelle basés sur des facteurs climatiques régionaux, prédisent un gradient vertical qui va de l'absence de pergélisol à l'occurrence de pergélisol parallèlement à l'augmentation de l'altitude. Ils ne peuvent donc pas modéliser une telle inversion. Pour résoudre ce problème, il faut qu'ils considèrent des facteurs locaux (grande échelle) capables d'expliquer cette « anomalie ». Cependant, il n'est pas encore tout à fait

clair par quels processus cette distribution particulière se réalise.

2.3.2 La redistribution de la neige par les avalanches

D'après ses recherches sur les éboulis du Col de la Flüela, HAEERLI (1975), par des prospections de sismique-réfraction (cf. 3.2.4), découvre la présence d'un pergélisol dans la partie inférieure du talus, alors qu'il en est absent dans celle supérieure. Il attribue à la présence tardive de neige en pied de pente cette distribution particulière. Les avalanches redistribuant la neige en pied de pente, celle-ci fond moins rapidement et protège le sous-sol du rayonnement solaire et des températures estivales élevées. Cette isolation permet au sous-sol de conserver des températures basses durant l'été, jusqu'à la fonte totale de la couche de neige. Par ce phénomène, le terrain reçoit moins d'énergie et une anomalie thermique négative, suffisante à la formation de pergélisol, peut ainsi se créer et/ou se maintenir. Cette théorie, qui découle d'observations de terrain seulement (il manque des mesures quantitatives), n'est presque plus remise en question par la communauté scientifique jusqu'aux études de DELALOYE & REYNARD (2001) sur les éboulis du Creux du Van (Chaîne du Jura, Suisse occidentale, 1200 m) et de LERJEN (2001) au col de la Flüela.

D'une part, LERJEN (2001) et LERJEN *et al.* (2003), étudiant à l'aide de caméras fixes l'évolution du manteau neigeux sur l'éboulis de la Flüela au cours de l'année, concluent qu'il n'existe qu'une faible corrélation entre la présence tardive de neige et l'occurrence de pergélisol. En effet, si à petite échelle, il semble que le pergélisol soit présent en bas de la pente, là où le manteau neigeux résiste le plus longtemps, à grande échelle, ils découvrent du pergélisol à proximité de la surface là où la neige disparaît très tôt et n'en trouvent pas là où le manteau neigeux se maintient pendant deux mois de plus au cours de l'été. Ils en déduisent qu'il existe d'autres facteurs de contrôle pour la distribution du pergélisol. La rugosité de la surface de l'éboulis est ainsi mise en avant en tant que facteur déterminant. Les zones de pergélisol correspondent en effet aux secteurs occupés par du matériel grossier (blocs et vides) alors que les fines dominent là où du pergélisol n'a pas été trouvé. Selon ces auteurs, la granulométrie joue un rôle important dans les échanges thermiques qui déterminent le bilan d'énergie des différentes parties des éboulis (cf. 2.4). Sur les mêmes éboulis, LUETSCHG *et al.* (2004) appliquent un modèle numérique (SNOWPACK) sans toutefois réussir à simuler les températures qui règnent à l'intérieur de l'éboulis. Ils affirment que la redistribution de la neige et le vent sont les facteurs majeurs dans la distribution du pergélisol.

Pour leur part, DELALOYE & REYNARD (2001) découvrent, au Creux du Van, les indices de l'existence d'une circulation d'air à l'intérieur de l'éboulis. Celle-ci serait responsable de la répartition du pergélisol en pied de pente, comme cela est indiqué par la prospection géoélectrique (cf. 3.2.3).

2.3.3 Circulation d'air à l'intérieur des éboulis

Par le terme d'« éboulis froids », DELALOYE & REYNARD (2001) – comme d'autres auteurs auparavant – désignent les éboulis du Creux du Van où ils remarquent l'existence d'une anomalie thermique importante du sol. Par le biais de mesures géoélectriques et thermiques

(cf. 3.2), ils identifient du pergélisol en pied de pente là où règne une MAAT de 5.6°C (1998-2002). Selon eux, l'occurrence de pergélisol est l'effet d'une circulation d'air à l'intérieur de l'éboulis dont les mécanismes et les indices de son existence sont exposés dans les chapitres qui suivent.

2.3.3.1 Fonctionnement de la ventilation interne (ou « effet de cheminée »)

Le moteur de ce système est le gradient qui existe entre la température de l'air extérieur et la température à l'intérieur de l'éboulis (SAWADA *et al.*, 2003 ; DELALOYE, 2004 ; DELALOYE & LAMBIEL, 2005a ; LAMBIEL, 2006).

Quand, pendant l'hiver principalement, les températures de l'air sont inférieures à celles enregistrées dans l'éboulis, l'air présent à l'intérieur de l'éboulis (plus chaud et donc plus léger) monte à travers la formation et s'échappe par le haut de l'éboulis. La dépression créée dans le bas de la pente a pour effet immédiat de provoquer une aspiration d'air à travers le matériel poreux de l'éboulis. L'été, ce processus s'inverse. Par gravité, l'air à l'intérieur de l'éboulis plus froid, et donc plus dense, s'écoule vers le bas et est expulsé de l'éboulis en produisant une aspiration d'air chaud dans la partie supérieure du talus.

Par ce phénomène, il résulte des températures plus fraîches en pied de pente que dans la partie supérieure de l'éboulis : c'est l'anomalie thermique annuelle négative (*thermal offset*) qui peut atteindre 3 à plus de 7°C par rapport à l'air environnant (DELALOYE & LAMBIEL, 2005a). Inversement, il se produit une anomalie thermique positive dans la partie supérieure de l'éboulis.

Ce processus fonctionne d'autant mieux que le gradient thermique est important. Ainsi, une période très froide pendant l'hiver produit un sur-refroidissement de la partie inférieure des éboulis qui peut se propager jusqu'à 15 m de profondeur (DELALOYE & LAMBIEL, 2005a) et une expulsion plus sensible d'air chaud par le haut. Inversement, les jours d'été très chauds – comme cela a été le cas de l'été 2003 – l'expulsion de l'air frais accumulé pendant l'hiver est plus importante en pied de pente et contribue au maintien de températures fraîches.

En ce qui concerne les zones d'aspiration et d'expulsion d'air, il semble exister des décalages entre l'hiver et l'été. L'hiver, le secteur concerné par l'aspiration d'air froid est plus élevé que le secteur par où l'air froid s'échappe par gravité en été (DELALOYE, 2004 ; LAMBIEL, 2006).

La fig. 5, tirée de la thèse de DELALOYE (2004) et concernant le cas des éboulis du Creux du Van, montre schématiquement le fonctionnement de ce processus :

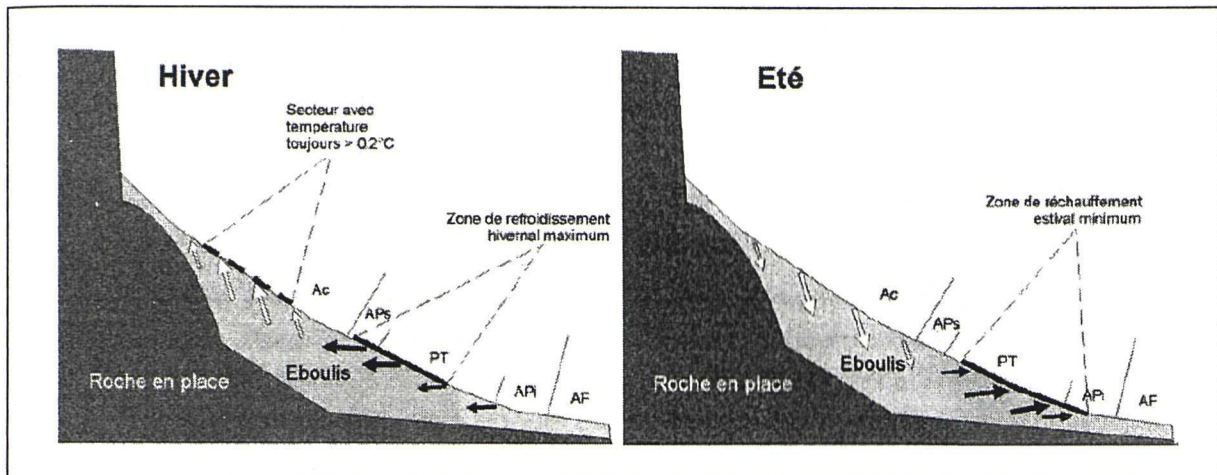


Fig. 5: Décalage des zones de refroidissement hivernal maximum et de réchauffement estival minimum dans la partie basse d'un éboulis froid. En hiver, le moteur de la circulation d'air dans l'éboulis est l'ascension d'air « chaud » ; en été, c'est l'écoulement gravitaire de l'air « froid » : il en résulte une possible asymétrie dans la partie basse entre la zone d'aspiration hivernale et celle d'expulsion estivale (DELALOYE, 2004).

2.3.3.2 Indices de l'existence du processus de ventilation interne

La mise en évidence d'un système de ventilation interne est possible surtout par des mesures de l'état thermique de la surface des éboulis (cf. 3.2.2), mais aussi par la simple observation sur le terrain. Ainsi, DELALOYE & LAMBIEL (2005a) ont catalogué les différents indices qui témoignent de la présence d'un tel processus :

- MAGST (Mean Annual Ground Surface Temperature) est définie comme étant plus froide en pied de pente d'un éboulis concerné par une ventilation interne que dans le secteur supérieur ;
- Dans la partie inférieure, la température de surface souffre d'un ou plusieurs « pics de froid » en hiver qui sont systématiquement liés à un fort refroidissement de la température de l'air environnant. Ces pics sont atténués, mais particulièrement significatifs, lorsque le manteau neigeux est épais ;
- En hiver, en présence de neige, l'ascension d'air chaud dans l'éboulis empêche l'engel de la surface dans la partie supérieure de l'accumulation. Bien que la température du sous-sol se rafraîchisse régulièrement durant l'hiver, il existe une légère tendance au réchauffement lorsque la température à l'extérieur de l'éboulis est vraiment froide (il s'agit d'une inversion de la relation thermique causée par l'intensification de l'ascension d'air chaud ; des « pics de froid » se présentent simultanément dans la partie inférieure) ;
- L'ascension d'air chaud provoque donc le dégel basal du manteau neigeux. Il se peut qu'un effondrement de la couche de neige survienne, en produisant des formes d'affaissement sur la surface de la neige. De véritables cheminées pouvant atteindre 1 mètre de diamètre peuvent alors s'ouvrir à travers la neige (cf. fig. 6). La présence de cristaux de givre (condensation de la vapeur d'eau contenue dans l'air chaud) est courante et significative dans ce type d'ouvertures (aussi SAWADA *et al.*, 2003). Au printemps, ces zones sont libérées de neige en premier (fenêtres de déneigement précoce) ;

- Aux environs des mois de mai et juin, une libération d'air froid est perceptible dans la partie inférieure de l'éboulis. Elle favorise la préservation de glace basale de surface pendant plusieurs semaines après la fonte complète de la neige (p.ex. SAWADA *et al.*, 2003) ;
- Souvent, une fenêtre qui inclut des BTS chaudes (cf. 3.2.2) est localisée immédiatement en dessus du secteur qui présente des résistivités élevées (cf. 3.2.3) ;
- A l'étage forestier, le nanisme de la couche arbustive (épicéas, pins à crochet, bouleaux, etc.) et la présence d'une végétation hygrophile parsemée d'espèces alpines est la conséquence de conditions de vie difficile (sol trop sec ou/et trop froid). Leur présence au bas d'un éboulis est indicatrice de l'existence d'un sol ayant une anomalie thermique négative (DELALOYE, 2004 ; LAMBIEL, 2006).

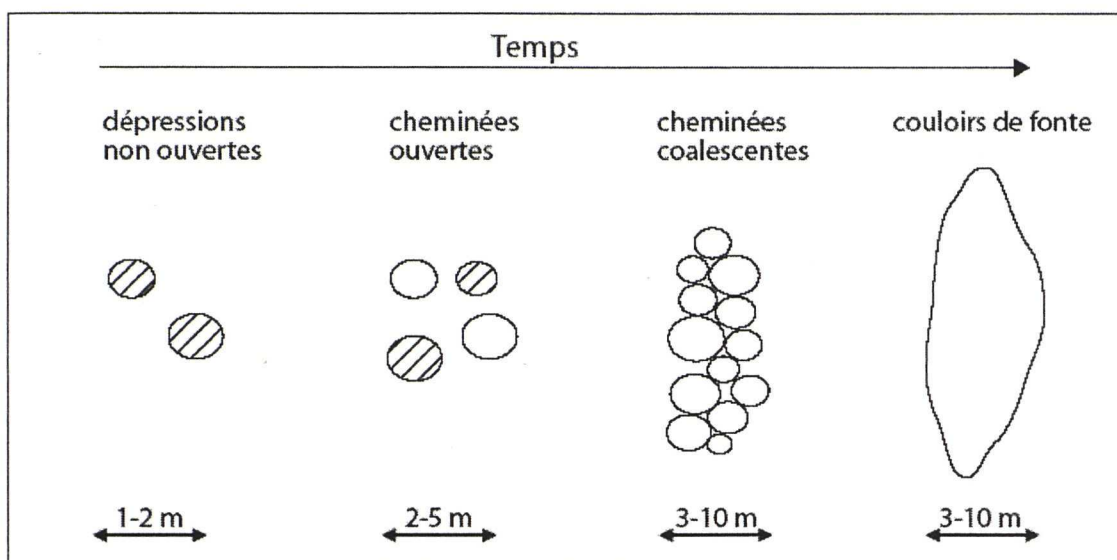


Fig. 6 : Modèle d'évolution des cheminées de fonte au cours de l'hiver (LAMBIEL, 2006).

2.3.3.3 Occurrence du système de ventilation interne à haute altitude

Des chercheurs ont découvert l'existence d'éboulis froids du même type que ceux du Creux du Van ailleurs dans le monde et ont essayé d'apporter des éléments à la compréhension de ce processus (p.ex. WAKONNIG, 1996 ; GUDE *et al.*, 2003 ; ISHIKAWA, 2003 ; KNEISEL, 2003b ; SAWADA *et al.*, 2003 ; DELALOYE, 2004 ; LAMBIEL, 2006). La question des circulations d'air n'a souvent été traitée que par rapport à la couche active (p.ex. BERNHARD *et al.*, 1998 ; HOELZLE *et al.*, 1999). Selon ces auteurs, les circulations d'air se font par gravité : l'air froid plus lourd pénètre dans la couche active à travers un système de cheminées (*funnels*) en remplaçant l'air chaud qui s'échappe donc par les ouvertures. Pourtant, comme montré ci-dessus, le moteur du système de ventilation interne est le mouvement ascensionnel de l'air chaud et non pas la pénétration d'air froid dans le terrain, qui en est la conséquence.

Compte tenu de l'objet de cette recherche, il faut se pencher sur la question de la ventilation interne à haute altitude. A haute altitude, la mise en évidence de ce système, qui est très courant dans les éboulis de basse et moyenne altitude (DELALOYE, 2004 ; DORTHE *et al.*, 2005), est plus difficile.

DELALOYE et LAMBIEL, au cours de leurs recherches, ont côtoyé des cas de ventilation interne dans des éboulis et dans des glaciers rocheux. La thèse de LAMBIEL (2006), portant essentiellement sur les éboulis, mentionne, entre autres, le cas de l'éboulis des Lapires (Mont Gelé, Alpes pennines, Valais, Suisse, 2350-2700 m), où il semble exister un système de ventilation interne assez complexe. D'autres exemples sont traités dans cette thèse.

La difficulté réside dans le fait que la fréquence des indices est moindre à haute altitude. Par exemple, à 2500 m dans les Alpes, dans les expositions nord, la température moyenne du sous-sol en profondeur peut être de 0°C. En conséquence, la température de l'air expulsé dans la partie supérieure des éboulis durant l'hiver n'est pas nécessairement (beaucoup) plus chaude que 0°C. On n'assiste donc pas toujours à la formation de cheminées ou de fenêtres de fonte précoce dans la partie haute des talus (DELALOYE & LAMBIEL, 2005a ; LAMBIEL, 2006).

Cependant, les indices de l'existence d'un tel processus sont courants. La cartographie de l'état thermique de la surface du sol par la méthode BTS (cf. 3.2.2.3) révèle fréquemment des températures plus élevées dans la partie supérieure de la pente qu'à son pied. De plus, la prospection de pergélisol par les méthodes géoélectriques indique, dans la plupart des cas, que le pergélisol est présent en bas de la pente et absent dans la partie supérieure plus chaude (DELALOYE & LAMBIEL, 2005a).

Ces auteurs attribuent au système de ventilation interne la distribution du pergélisol qu'ils ont rencontrée dans de nombreux cas.

L'étude présentée ici vise, entre autres, à comprendre quel processus est responsable de la distribution du pergélisol rencontrée dans les éboulis : redistribution de la neige par les avalanches ? ventilation interne ? Pour faire le tour de la question, le prochain chapitre sera consacré à la relation qui existe entre la lithologie calcaire, l'aspect du dépôt et la présence de pergélisol.

2.4 Relations entre pergélisol et lithologie

Ce chapitre est dédié à l'étude de la relation entre la lithologie calcaire et l'occurrence de pergélisol. Dans un premier temps il est question d'analyser cet aspect à petite échelle on s'intéressant au lien qui existe entre la lithologie, la géomorphologie locale et la distribution du pergélisol (2.4.1). Ensuite, il s'agit de montrer le lien entre la granulométrie et l'occurrence de pergélisol (2.4.2).

2.4.1 Lithologie, géomorphologie et pergélisol

La lithologie calcaire qui caractérise le terrain d'étude de cette recherche forme des reliefs à hautes parois, livrant des éboulis abondants. « D'autre part, ces barres massives ne sont guère propices au développement de cirques glaciaires, et les glaciers y ont été par conséquent petits, voire absents, laissant la « place » libre aux phénomènes périglaciaires » (SCHOENEICH, 1992 : 47).

FRANCOU (1977), étudiant la forme des éboulis élevés dans le Briançonnais, établit une classification des caractéristiques des différentes formations suivant leur composition lithologique. Voici le tableau qu'il propose :

Roches	Gélivation	Profil des talus	Aptitude à solifluer	Enfouissement de la glace	Ruissellement de surface
Quartzites (Trias inférieur).	En relation directe avec le broyage tectonique. Blocs calibrés et sables.	Profil tendu.	Très moyenne.	Très important du fait de la porosité de l'éboulis.	Très faible.
Calcaires dolomitiques (Trias supérieur).	En relation directe avec le broyage tectonique et la dolomitisation. Toute l'échelle granulométrique.	Profil concave.	Notable.	Assez bon surtout dans les dolomies.	Notable.
Calcschistes et schistes (du Paléocène et du Carbonifère).	Toujours fortes. Abondance des limons et des produits argileux.	Profil concavo-rectiligne.	Très grande.	Médiocre. Ségrégations de glace en strates.	Important
Granite circonscrit du Combeynot.	Très forte. Blocs calibrés emballés dans des formations arénacées et pulvérulentes.	Profil tendu.	Notable.	Très important.	Faible.

Tab. 1 : Caractéristiques des éboulis par rapport à la lithologie (FRANCOU, 1977).

Pour résumer, dans des roches massives, non schisteuses et moyennement diaclasées, la corniche est au moins aussi développée en hauteur que l'éboulis. Sur les cônes coalescents, le matériel est bien classé, les bourrelets peu développés dans la partie supérieure ; par contre le bombement basal et son front ont une taille imposante.

Dans des roches schisteuses, très diaclasées, l'abaissement de la pente de la corniche permet la remontée de l'éboulis au voisinage du sommet. A l'éboulis granoclassé se substitue un éboulis de profil rectiligne à base concave, de granulométrie constante sur tout le talus, avec de nombreuses coulées individualisées. Des blocs se détachent parfois des affleurements résiduels et s'accumulent sur les bourrelets de base moins développés en hauteur que précédemment.

Si l'on s'intéresse surtout à la morphologie du relief résultant de la lithologie, il existe un autre aspect important qui aide ou limite la formation de glace dans un pergélisol : la perméabilité du sédiment. Comme l'indiquent BROCCARD (1998) et, partiellement, FRANCOU dans le tab. 1 (cf. Enfouissement de la glace dans des calcschistes et schistes), un terrain composé de matériaux imperméables empêche l'eau de s'infiltrer dans la formation. Ainsi, BROCCARD (1998) remarque dans une coupe dans des matériaux gelés au Gröbötäli (Vallée de Tourtemagne, Valais, Suisse) qu'une couche d'argile (environ 30 cm) limite vers le bas la

distribution de sédiments englacés. Alors qu'au-dessus de cette couche des lentilles de glace en fusion sont aperçues, au-dessous on n'observe que des sables complètement secs. Quant à FRANCOU (1977), il estime « médiocre » le pouvoir d'enfouissement de la glace dans de tels matériels, glace qui se trouve sous forme de strates.

2.4.2 Granulométrie et pergélisol

Plus nombreuses sont les études qui se penchent sur la question de la granulométrie des dépôts et la relation qu'elle entretient avec le pergélisol. Les chercheurs sont unanimement d'accord sur un fait : le comportement thermique d'un niveau de blocs est très différent de celui d'un niveau composé de matériaux fins.

A travers un niveau composé de matériaux grossiers, où la porosité de la formation est élevée, les échanges thermiques avec l'air environnant se font principalement par convection (échanges thermiques verticaux dans la couche active) et par advection (échanges thermiques latéraux à travers la totalité de la formation). Dans des matériaux fins, ces échanges se font pour l'essentiel par conduction (échanges thermiques entre un matériau et un autre).

Selon les dernières recherches, MAGST est plus froide dans des matériaux grossiers que dans des matériaux fins (HARRIS & PEDERSEN, 1998 ; IMHOF *et al.*, 2000 ; LERJEN *et al.*, 2003 ; LUETSCHG *et al.*, 2003 ; SAWADA *et al.*, 2003 ; DELALOYE & LAMBIEL 2005a, cités par LERJEN *et al.*, 2003 ; HERZ *et al.*, 2005).

Ces différences s'expliquent principalement par une particularité : la charge en eau plus importante dans les matériaux fins qui, d'une part, augmente la capacité thermique moyenne et, d'autre part, provoque une période d'engel plus longue à cause du flux de chaleur latente et du « zero curtain » (cf. 3.2.2.4) qui lui est associé (p.ex. LUETSCHG *et al.*, 2003). Donc, les terrains composés de matériaux plus grossiers – et qui retiennent moins d'eau – réagissent plus brusquement et avec plus d'ampleur aux changements de température (cf. fig. 7, fig. 8).

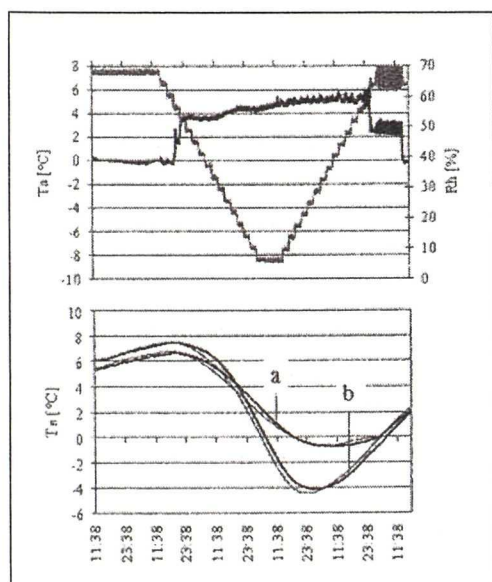


Fig. 7 : Réaction thermique de deux terrains différents au changement de la température environnante. Mesures de laboratoire : la figure du haut montre les variables climatiques de température (T_a , ligne grise) et l'humidité relative (R_h , ligne noire). La figure du bas montre les températures mesurées (ligne épaisse) et simulées (ligne mince) à 0.25 m de profondeur dans un sol composé de matériaux fins (a) et dans un sol grossier (b) (LUETSCHG *et al.*, 2003).

La différence de température entre des surfaces composées de matériaux grossiers et des surfaces composées de matériaux fins est de l'ordre de 7°C selon HERZ *et al.* (2005) et de 4°C selon LUETSCHG *et al.* (2003) qui ont effectué des expériences de laboratoire.

Ces comportements thermiques différents peuvent, toutefois, ne pas se montrer – ou même s'inverser – sur le terrain. En effet, LAMBIEL (2006) a constaté que la température de surface enregistrée dans le haut de l'éboulis des Attelas (Verbier, Valais, Suisse) était plus chaude là où le terrain était composé de matériaux grossiers que là où des fines abondaient. Il explique cette réalité par le fait que l'advection l'emporte sur les échanges thermiques convectifs et/ou conductifs. Effectivement, l'advection se fait difficilement à travers une zone à granulométrie fine, alors qu'elle ne rencontre que peu d'obstacles dans les terrains poreux. Ainsi, la règle, communément admise, selon laquelle un terrain constitué de matériaux fins serait généralement moins froid qu'un terrain poreux serait justifiée seulement là où dominent des échanges thermiques principalement conductifs.

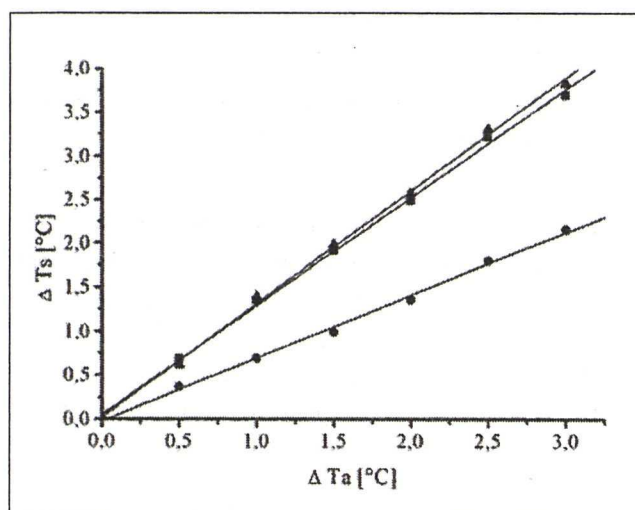


Fig. 8 : Les corrélations entre l'augmentation de MAAT (ΔT_a) et l'augmentation de MAGST (ΔT_s) montrent une forte dépendance linéaire pour des sols fins (cercles), des sols grossiers (triangles) et la roche en place (carrés). Les lignes modélisent les valeurs mesurées (LUETSCHG et al., 2003).

HOELZLE et al. (1999), travaillant sur les sites de Murtèl-Corvatsch (Haute Engadine, Grisons, Suisse) et au Furggentälli (Alpes Bernoises, Suisse), mesurent des températures de 0°C durant tout l'hiver dans deux terrains libres de pergélisol, situés à côté de glaciers rocheux. Ils

expliquent cette valeur par la forte charge en eau au sein de ces terrains composés de matériaux fins. La chaleur latente stockée dans cette surface mouillée est trop élevée pour laisser geler le sol complètement.

Ces processus se reflètent dans les éboulis en fonction de leur sédimentation par granoclassement. En effet, alors que les éboulis fins sont peu granoclassés, dans les éboulis composés de blocs grossiers, ces derniers ne sont souvent présents qu'en pied de pente, la zone sommitale n'étant occupée que par des matériaux fins.

LERJEN et al. (2003) et LUETSCHG et al. (2004) attribuent la présence de pergélisol en pied de pente dans les éboulis du Col de la Flüela aussi à la présence de blocs de taille grossière (alors que LUETSCHG et al. (2003) mentionnent seulement la redistribution de la neige par les avalanches comme autre facteur de contrôle, LERJEN et al. (2003) estiment qu'il peut aussi exister une circulation d'air à l'intérieur de la formation grossière poreuse).

La granulométrie dépend, finalement, de la lithologie. Ainsi, par exemple, des calcaires massifs donneront naissance à des éboulis plus grossiers que des calcaires argileux. Dans ces derniers, il y aura une plus forte proportion de matrice (argiles, limons) alors que, probablement, les fines résultant de la fracturation des calcaires massifs seront dissoutes par l'action du karst donnant naissance à des formations où l'on aura une importante proportion de vides entre les blocs.

A titre d'exemple, IMHOF *et al.* (2000), travaillant dans les Alpes bernoises (Suisse), mettent en évidence une occurrence de glaciers rocheux plus importante dans les calcaires massifs que dans les calcaires marneux.

2.4.2.1 Porosité et ventilation interne

La seule condition nécessaire pour que l'air puisse circuler – dans le cas d'un système de ventilation interne – c'est que la porosité effective soit suffisante et que les pores ne soient pas complètement obturés par de la glace ou/et de l'eau. A partir de cette considération, on ne peut pas exclure qu'un système de ventilation interne puisse concerner la totalité d'une accumulation de débris (éboulis, glacier rocheux), avec une circulation d'air à relativement grande profondeur qui contribue (partiellement) à l'engel de certaines portions du sous-sol (DELAHOYE & LAMBIEL, 2005a ; LAMBIEL, 2006). Les cas des glaciers rocheux de Muragl et de Murtèl (Haute Engadine, Grisons, Suisse) étudiés par VONDER MUEHLL *et al.* (2003), montrent que des niveaux de blocs sans matrice et glace incorporée (donc poreux) existent au-dessous d'un niveau mixte roche/glace de 10-15 m d'épaisseur dans la partie terminale du glacier rocheux actif de Muragl ainsi qu'à la base de la formation active de Murtèl. Ces chercheurs estiment, sur la base de mesures thermiques, que de l'eau et de l'air circulent dans le niveau basal de blocs.

Il n'existe dans les éboulis, à l'heure actuelle, que peu de sites équipés de forages pour pouvoir disposer de pareilles données. Il est par contre probable qu'un système de ventilation interne peut concerner la totalité d'un éboulis et que, donc, les éboulis peuvent être poreux même en profondeur.

3. PROBLEMATIQUE ET METHODES

Suite logique du précédent, ce chapitre s'inspire des connaissances actuellement acquises sur le pergélisol pour proposer une problématique (3.1) et les méthodes (3.2) amenant à sa résolution. La problématique est constituée de questions auxquelles sont associées des hypothèses de travail. Les méthodes proposées sont les observations de terrain (3.2.1), les méthodes thermiques (3.2.2), la géoélectrique (3.2.3), la sismique-réfraction (3.2.4) et la granulométrie (3.2.5).

3.1 Problématique

D'abord il faut savoir où le pergélisol se localise. Cette question est primordiale :

- **Quelle est la distribution du pergélisol dans les éboulis calcaires de haute altitude ?**

Comme montré précédemment, le cas des éboulis est particulier dans le sens que la distribution du pergélisol dans les éboulis fait appel à la notion d'inversion. En effet, à l'inverse de la plupart des modèles proposés jusqu'à présent (*Permakart* exclu, cf. KELLER *et al.*, 1998), qui prédisent l'occurrence de pergélisol en fonction de l'altitude et de l'orientation principalement, le pergélisol dans les éboulis est (très souvent) présent en pied de pente et absent dans la partie supérieure de la pente (LAMBIEL, 2006). C'est ce que DELALOYE (2004) appelle une distribution atypique (cf. 2.3). Bien sûr, il faut ajouter à cela les paramètres typiques (qui contribuent à la distribution du pergélisol par des flux d'énergie à composante verticale surtout, par conduction ou par convection), (cf. 2.1.2, 2.1.3) tels que les variables climatiques (température de l'air, ensoleillement, enneigement...), topographiques (altitude, orientation, inclinaison, exposition au vent...) et environnementales (caractéristiques de la surface du terrain, lithologie...).

Hypothèse : La répartition spatiale du pergélisol dans les éboulis calcaires de haute altitude reflète celle observée dans les autres éboulis de haute altitude: le pergélisol est concentré dans la partie inférieure des pentes

Méthodes : géoélectrique, BTS, mini-loggers, sismique-réfraction

Pour déterminer quels processus (typiques ou atypiques) sont responsables d'une telle distribution, encore faut-il se poser une question fondamentale :

- **Quelles sont les caractéristiques du pergélisol rencontré ?**

Le pergélisol est l'expression d'un état thermique (cf. 2.1) qui peut tout à fait être sec (ou sans glace). Le cas échéant, la glace peut avoir plusieurs origines (cf. 2.1.4) et se présente donc différemment à la lumière des mesures géoélectriques: elle est sédimentaire ou de congélation. Le pergélisol peut avoir un contenu en glace élevé ou, au contraire, un faible contenu en glace et beaucoup de vides entre les blocs. Ce pergélisol peut être tempéré,

semi-tempéré ou froid à très froid.

Hypothèse : Les caractéristiques du pergélisol dépendent de la lithologie de la formation sédimentaire: ainsi il faut s'attendre à ce que des éboulis calcaires présentent un pergélisol dont le mélange compte une proportion assez faible en eau (non gelée) étant donné leur perméabilité élevée (déficit de fines à cause de la dissolution karstique, réseaux karstiques souterrains...)

Méthodes : géoélectrique, sismique-réfraction, granulométrie

Grâce aux informations recueillies quant à la localisation et aux caractéristiques du pergélisol, on peut maintenant se poser la question liée aux processus :

- **Quels processus sont responsables d'une telle distribution ?**

Il s'agit de savoir si la distribution rencontrée dans les éboulis est le résultat de transferts d'énergie qui s'effectuent essentiellement par conduction et convection ou par advection.

Hypothèse : Les processus à l'origine de cette répartition sont l'existence d'une ventilation interne et d'une redistribution de la neige par les avalanches

Méthodes : BTS, mini-loggers, granulométrie

Etant donné l'intérêt que cette recherche porte sur le lien qui existe entre pergélisol et lithologie, il est indispensable de se poser la question qui suit :

- **Quel lien existe entre la lithologie et l'occurrence de pergélisol ?**

Y a-t-il un type de roche qui se prête mieux qu'un autre à la formation du pergélisol ? Ici, on s'intéresse autant à la lithologie qu'à la texture de l'éboulis résultant de la lithologie même. Suivant les hypothèses émises auparavant, et tenant compte du cas particulier de la lithologie calcaire, il en résulte que les calcaires massifs donnant naissance à des éboulis grossiers sont plus favorables à la mise en place d'un système de ventilation interne. De plus, comme rappelé plus haut (cf. 2.4.2), le déficit en eau favorise le refroidissement rapide et intense de la sub-surface.

Un autre aspect intéressant lié à la lithologie est à reconnaître dans la morphologie locale qu'elle génère. Ainsi un relief à hautes parois verticales (calcaires massifs), procure plus d'ombre aux éboulis qu'un relief aux parois régularisées (calcaires marneux).

Hypothèse : Les éboulis grossiers (calcaires massifs) sont plus adaptés à accueillir un pergélisol que les éboulis composés de calcaires marneux et schisteux. Dans le même éboulis, on trouve plus facilement du pergélisol là où l'ensoleillement est atténué par l'effet d'ombre des parois.

Méthodes : granulométrie, cartographie géomorphologique, sismique-réfraction

En ce qui concerne ce dernier point, il est important de préciser que des travaux similaires ont été effectués dans de nombreux terrains des Alpes Suisses. Peu de ces recherches ont par contre été menées dans des terrains de haute altitude à lithologie calcaire. Parmi ceux-ci, une campagne de prospection géoélectrique du pergélisol alpin a été menée par REYNARD *et al.* (1999) dans le massif des Diablerets (Hautes Alpes Calcaires, Vaud, Suisse) et des mesures géophysiques ont été entreprises par LAMBIEL (2006) dans des éboulis calcaires à Arolla (Alpes Valaisannes, Suisse). Les paramètres liés à la lithologie calcaire sont donc moins connus par rapport à ceux concernant les roches cristallines et métamorphiques.








































Ainsi, cette étude s'inscrit dans un domaine de recherche peu étudié et l'énonciation d'hypothèses s'avère donc assez hasardeuse. Il n'existe a priori pas de différences assez importantes entre des terrains cristallins et des terrains calcaires pour qu'une répartition radicalement différente puisse y être décelée. Néanmoins, des différences, liées à lithologie ou à la granulométrie des corps sédimentaires, peuvent être envisagées.

La vérification de ces hypothèses de travail passe par la pratique. Ainsi, il faut pouvoir mesurer ces affirmations à l'aide de méthodes quantitatives. Elles sont présentées dans le chapitre qui suit.

3.2 Méthodes

Ce chapitre présente les méthodes utilisées au cours de cette recherche. Il s'agit de méthodes qualitatives et quantitatives qu'il faut savoir gérer et combiner au mieux pour obtenir des « résultats parlants » (DELAJOYE *et al.*, 2001). Les méthodes peuvent être directes (forages, excavations), semi-directes (géoélectrique, sismique-réfraction, BTS, GSTM) ou indirectes (cartographie géomorphologique, modèles, bilan radiatif, etc.). Ainsi, KNEISEL & HAUCK (2003) affirment qu'une seule méthode géophysique (géoélectrique, sismique-réfraction) peut amener à des résultats ambigus par rapport à la distribution et la caractérisation du pergélisol si d'autres mesures, par exemple thermiques, ne sont pas disponibles. Tous ces auteurs recommandent la combinaison de méthodes géophysiques (géoélectrique, sismique-réfraction) et de méthodes thermiques (BTS, mini-loggers). Ils admettent pourtant que, pour certaines problématiques, une seule méthode peut suffire.

Le tableau qui suit montre les champs d'application des principales méthodes utilisées dans cette recherche :

<div>  applicable  non applicable  moyennement applicable </div>	OCCURRENCE du pergélisol	DISTRIBUTION latérale du pergélisol	DISTRIBUTION verticale du pergélisol	VARIATIONS de la couche active	CARACTERISTIQUES du pergélisol	MONITORING de l'évolution du pergélisol
BTS						
Mini-loggers (de surface)						
Sondage géoélectrique						
Traîné géoélectrique						
Sismique- réfraction						
Granulométrie						

Tab. 2 : Comparaison qualitative de l'applicabilité des différentes méthodes utilisées dans cette étude (selon HAUCK, 2001, modifié).

Cinq sous-chapitres seront dédiés aux méthodes utilisées: les observations de terrain (3.2.1) (dont font partie la cartographie géomorphologique et d'autres types d'observations telles que les excavations ponctuelles, l'observation du manteau neigeux, etc.), les méthodes thermiques (3.2.2), la géoélectrique (3.2.3), la sismique-réfraction (3.2.4) et les études granulométriques (3.2.5).

3.2.1 Observations de terrain

3.2.1.1 Cartographie géomorphologique

Il s'agit de la consultation préalable de photographies aériennes et de l'établissement sur le terrain d'une carte géomorphologique au 1 : 10'000 recensant toutes les formes principales qui existent sur le terrain (cf. 4.4). La carte est construite selon la légende conçue par l'Institut de Géographie de l'Université de Lausanne (SCHOENEICH, 1993 ; HOLZMANN *et al.*, 2001). Cette légende met en évidence les processus qui sont à l'origine des formes. Ainsi, à chaque processus (gravitaire, périglaciaire, structural, etc.) est associée une couleur. L'autre aspect intéressant de cette légende réside dans le fait qu'elle distingue les zones d'érosion des zones d'accumulation. Visuellement, l'individuation des processus responsables de la mise en place des différentes formes est donc évidente.

Parallèlement à la cartographie géomorphologique, un travail d'annotation doit être réalisé. Chaque objet cartographié possède des particularités qu'il n'est pas possible de représenter sur une carte. Ainsi, par exemple, on notera sur le carnet de terrain l'ampleur du bourrelet basal d'un éboulis, la taille et la lithologie des éléments qui le composent, la texture de la formation (si une coupe est présente ou si une excavation est effectuée), etc. Le tout pourra être accompagné de la prise de photos.

Finalement, il est important d'envisager la genèse du relief à partir des éléments rencontrés. La restitution paléogéomorphologique passe avant tout, dans les Alpes, par la reconstitution de l'histoire glaciaire. Ensuite il est important d'avancer des hypothèses quant à l'histoire de la formation du relief tel qu'il apparaît à présent. Y a-t-il eu remaniement glaciaire de sédiments existant avant une avancée glaciaire ? (p.ex. DELALOYE, 2004). L'histoire paléogéomorphologique peut s'avérer très utile, en effet, à l'interprétation des résultats obtenus par les méthodes de mesures quantitatives. Par exemple, des résistivités très élevées, qui peuvent être interprétées comme des vides d'air (cf. 3.2.3.) dans un éboulis, seront plutôt associées à un pergélisol riche en glace si elles ont été mesurées dans une moraine (KNEISEL & HAUCK, 2003). En ce qui concerne la région d'étude qui constitue cette recherche, un autre élément doit être pris en considération pour l'interprétation des mesures : la karstification. En effet, le bedrock sous-jacent les éboulis peut présenter des indices de karstification différents. Les fissures et diaclases devraient être, théoriquement, plus importantes que dans des terrains cristallins. Le cas échéant, de véritables conduits karstiques peuvent exister dans le bedrock sous les éboulis. Une pareille configuration ferait monter les résistivités en profondeur, sans que cela signifie que le courant traverse un corps résistant gelé (cf. REYNARD *et al.*, 1999). Malheureusement, ces particularités sont difficilement observables directement. A partir des méthodes utilisées dans cette recherche, seules des interprétations *a posteriori* sont possibles.

3.2.1.2 Autres observations

Les observations de nature visuelle sont très importantes dans le domaine du pergélisol. Par exemple, dans le cas de la mise en évidence d'un système de ventilation interne au sein d'un éboulis, il est indispensable au cours de l'année, de découvrir, le cas échéant, des fenêtres de fonte précoce, du givre associé aux cheminées, de la glace de surface au printemps ou pendant l'hiver (après excavation), des ouvertures expulsant de l'air chaud ou froid, etc. (DORTHE *et al.*, 2005).

Il est possible d'effectuer des excavations ponctuelles là où de la glace semble être présente près de la surface. Savoir exactement si de la glace existe et connaître l'épaisseur de la couche active, sont des observations très précieuses pour l'interprétation d'un sondage géoélectrique ou de sismique-réfraction par exemple.

Le bruit de l'eau qui s'écoule sous une carapace de blocs peut être le signe de l'existence d'un niveau de glace qui imperméabilise le sous-sol.

3.2.2 Méthodes thermiques: la température du sol

Le pergélisol n'étant défini que par son état thermique (cf. 2.1), connaître la température est le moyen le plus sûr de s'assurer de son existence. La température d'un pergélisol n'est cependant mesurable que dans des forages coûteux que les chercheurs peuvent réaliser dans peu de sites seulement. Pour se renseigner sur l'état thermique d'un pergélisol à moindre frais, deux méthodes ont donc été développées: BTS et GSTM (cf. 3.2.2.3, respectivement 3.2.2.4). Il s'agit de deux méthodes indirectes qui, par l'enregistrement de la température de surface (GST = *Ground Surface Temperature*), essayent d'estimer l'occurrence de pergélisol.

Avant de présenter ces méthodes, il est important de préciser deux caractéristiques de GST : sa variabilité inter-annuelle et sa variabilité spatiale.

3.2.2.1 Variabilité inter-annuelle de la GST

Il a été mis en évidence plus haut (cf. 2.1.3) que la neige joue un rôle déterminant dans le bilan d'énergie d'un point donné de la surface. Ainsi, d'année en année, l'histoire de la mise en place du manteau neigeux n'étant pas pareille, la température de la surface du sol – en un point donné – n'est pas forcément identique (cf. fig. 9).

La mise en place précoce (automne/début de l'hiver) d'un manteau neigeux épais (> 80cm), thermiquement isolant, ralentit l'engel de la couche active et, surtout, le refroidissement général du sous-sol. Au contraire, un manteau neigeux épais au printemps et en début d'été isole le sous-sol des fortes chaleurs. La neige peut être aussi redistribuée différemment, d'année en année, par le vent et les avalanches. Ces différences induisent des décalages interannuels de la GST, mais surtout, de la température d'équilibre hivernale (WEqT = *Winter Equilibrium Temperature*) que les méthodes BTS et GSTM essayent de mesurer.

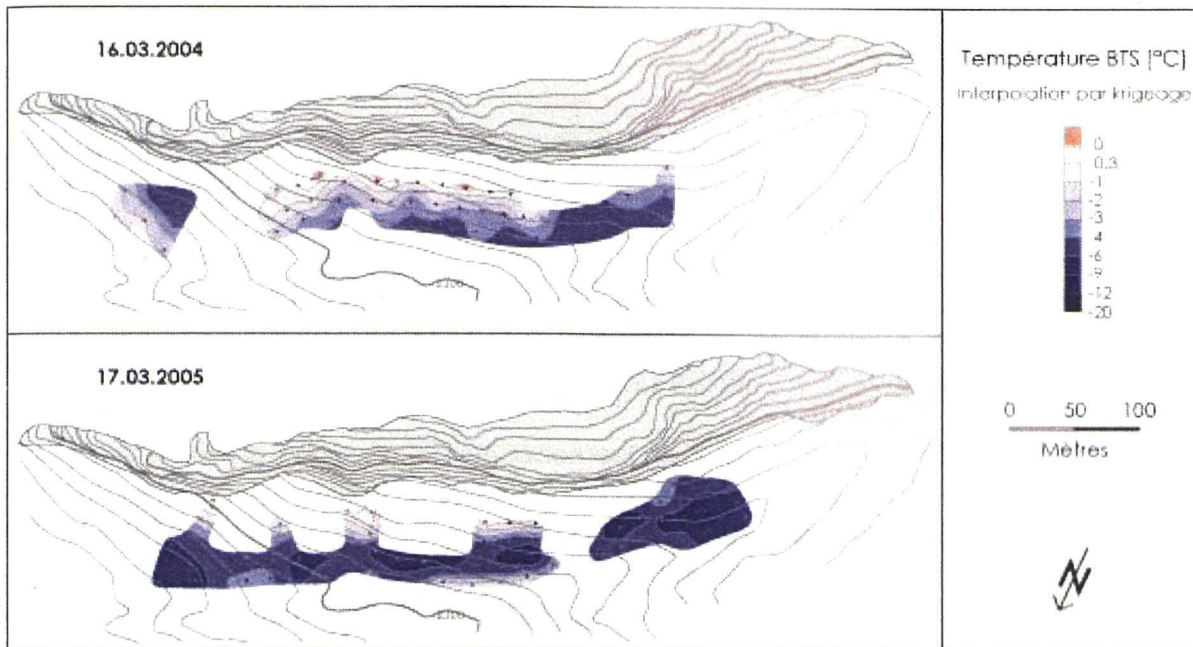


Fig. 9 : Variabilité inter-annuelle des BTS mesurées sur l'éboulis du Grand Château le 16.03.2004 et le 17.03.2005 (cf. 5.7).

3.2.2.2 Variabilité spatiale de la GST

Dans un éboulis, surtout s'il existe un système de ventilation interne, les températures de la surface du sol peuvent varier brusquement en l'espace de quelques mètres. Ainsi, il est très important de savoir où prendre des mesures pour restituer une image thermique de la surface qui soit le plus proche possible de la réalité. Des études réalisées sur des échantillons de données thermiques ont révélé que la distance maximale entre deux points de mesure doit être de 15-20 m (DELALOYE, 2004). Le cas présenté dans la fig. 10 révèle une différence de 13°C en l'espace de 50 m décelée avec un maillage serré d'environ 20 m (cf. 5.3).

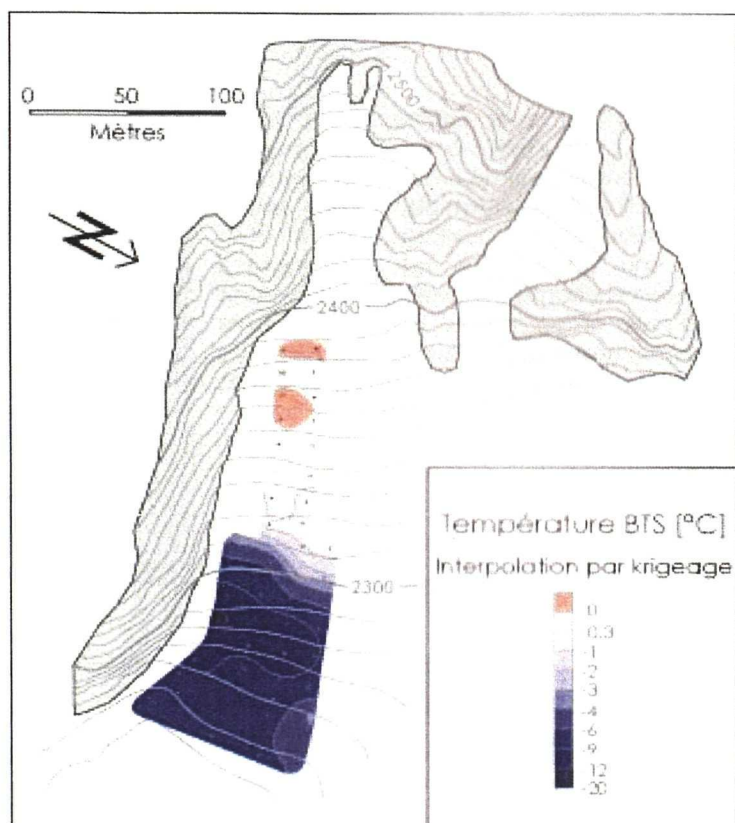


Fig. 10 : Variabilité spatiale des mesures BTS mesurées sur l'éboulis du Creux du Bouis le 21.03.2005 (cf. 5.3).

3.2.2.3 La méthode BTS

Principe

HAEBERLI (1973) développe la méthode BTS (*Basis Temperatur der winterlichen Schneedecke* ou *Bottom Temperature of the winter Snow cover*) avec laquelle il pense prospecter le pergélisol.

Cette méthode vise à enregistrer la température qui règne à la surface du sol (à la base du manteau neigeux) lorsqu'en hiver, généralement de mi-février à fin mars, un équilibre thermique qui reflète l'état thermique du sous-sol s'installe.

Pour que la neige puisse isoler efficacement le sous-sol des conditions atmosphériques régnant au cours de l'hiver, il faut que son épaisseur soit supérieure à 80 cm. Alors, dans cette période, à l'aide d'une sonde² (tige de 3 m) équipée à son bout d'un capteur en acier qu'on enfonce jusqu'à la base de la neige, on mesure la résistivité électrique de la pointe métallique qui est fonction de la température. Cette température d'équilibre est la WEqI précédemment signalée. La précision de la mesure est d'environ $\pm 0.25^{\circ}\text{C}$.

Application et représentation des mesures

Une campagne de mesures BTS se déroule souvent à plusieurs personnes, d'une part pour un souci de sécurité (avalanches), d'autre part pour couvrir une plus vaste zone en moins de temps. Le maillage choisi pour ce travail est de 20 m entre un point de mesure et un autre. En une journée, quatre personnes peuvent mesurer 200 points, si les conditions météo, d'accès et de la neige (manteau neigeux pas trop épais, absence de niveaux trop durs à travers lesquels il est difficile d'enfoncer la sonde, risque d'avalanches l'après-midi...) le permettent (cf. photo 1).



Photo 1 : La photo, prise le 21.3.2005 sur l'éboulis du Creux du Bouis (cf. 5.3), montre les conditions que l'on peut rencontrer lors d'une journée de mesures BTS. Ce jour-là, dans le seul secteur de l'éboulis encore épargné par les avalanches, une petite coulée s'est déclenchée à notre arrivée sur le terrain. Du fait de la forte pente des éboulis, la réalisation de mesures BTS peut se révéler dangereuse (photo : Christophe Lambiel).

Chaque point doit être localisé avec précision sur une carte, à l'aide d'un GPS de poche habituellement (précision de 10-15 m). En absence de cet appareil, un altimètre, une boussole et les repères topographiques peuvent donner une précision identique.

² Markasub AG. Sonde composée de 3 segments d'un mètre, gradués tous les 10 cm.

La représentation des mesures se fait, dans cette recherche, par interpolation selon la méthode du krigeage ordinaire. Ainsi, les points mesurés sont utilisés pour estimer les valeurs des points manquants. Il en résulte la représentation des températures selon des classes prédéfinies, figurées par des surfaces colorées (cf. fig. 10).

Interprétation

Les mesures thermiques de la surface du sol ont été longtemps utilisées pour prospecter l'existence du pergélisol. Ainsi, des températures inférieures à -3°C indiquaient l'occurrence probable de pergélisol, entre -3°C et -2°C l'occurrence était possible et devenait improbable avec des températures BTS supérieures à -2°C . Cette interprétation a été reconsidérée par la suite à l'évidence de la variabilité inter-annuelle des valeurs BTS (cf. 3.2.2.1) et du fait que du pergélisol est souvent présent là où les BTS sont supérieures à -2°C (REYNARD *et al.*, 2003). DELALOYE (2004) dans sa thèse, puis surtout DELALOYE & LAMBIEL (2005b), proposent une utilisation différente des valeurs BTS. Il s'agit de ne plus appliquer cette méthode à la prospection du pergélisol, mais d'utiliser l'image thermique qu'elle livre du terrain étudié pour en identifier les « zones chaudes » et les « zones froides ». La distribution des BTS peut refléter un échange d'énergie complexe qui a lieu dans la couche active ou, le cas échéant, un échange thermique complexe qui découle d'une circulation d'air à l'intérieur de l'éboulis (SAWADA *et al.*, 2003). Ainsi, lors de la mise en évidence d'un système de ventilation interne, la méthode BTS est très appréciée. Elle permet de situer les zones de transit de l'air froid et les zones de transit de l'air chaud (DELALOYE & LAMBIEL, 2005b). Cette dernière application est très efficace surtout après une longue période de temps froid (DORTHE *et al.*, 2005).

Si, d'une part, HOELZLE *et al.* (1999) estiment que les valeurs BTS sont l'expression du flux de chaleur provenant de plusieurs mètres de profondeur et qu'elles représentent les conditions thermiques pluriannuelles des niveaux profonds, d'autre part il est vrai que cette interprétation peut être faussée par l'existence d'un système de ventilation interne qui agit très rapidement (échelle de la journée ? de quelques heures ?) sur les BTS mesurées. Selon DELALOYE & LAMBIEL (2005b), c'est plutôt le comportement de MAGSI, enregistrée durant plusieurs années, qui reflète l'évolution du pergélisol sous-jacent à grande profondeur.

3.2.2.4 La méthode GSTM

Principe

L'abréviation « GSTM » (*Ground Surface Temperature Monitoring*) désigne l'enregistrement continu de la température de la surface du sol avec des mini-capteurs (*mini-loggers*) autonomes. Les capteurs utilisés pour cette recherche sont les UTL-1³ (Universal Temperatur Logger, cf. photo 2) qui ont une précision de mesure de $\pm 0.25^{\circ}\text{C}$. Les appareils sont programmables avec des intervalles de mesure différents. Dans le cadre de cette étude, ils ont été programmés pour qu'ils mesurent la température toutes les 2 heures.

Cette méthode est aujourd'hui couramment utilisée par les chercheurs qui travaillent sur le pergélisol dans les terrains sédimentaires (HOELZLE *et al.*, 1999 ; ISHIKAWA, 2003 ; DELALOYE, 2004 ; LAMBIEL *et al.*, 2005, LAMBIEL, 2006).

³ Geotest AG: www.utl.ch

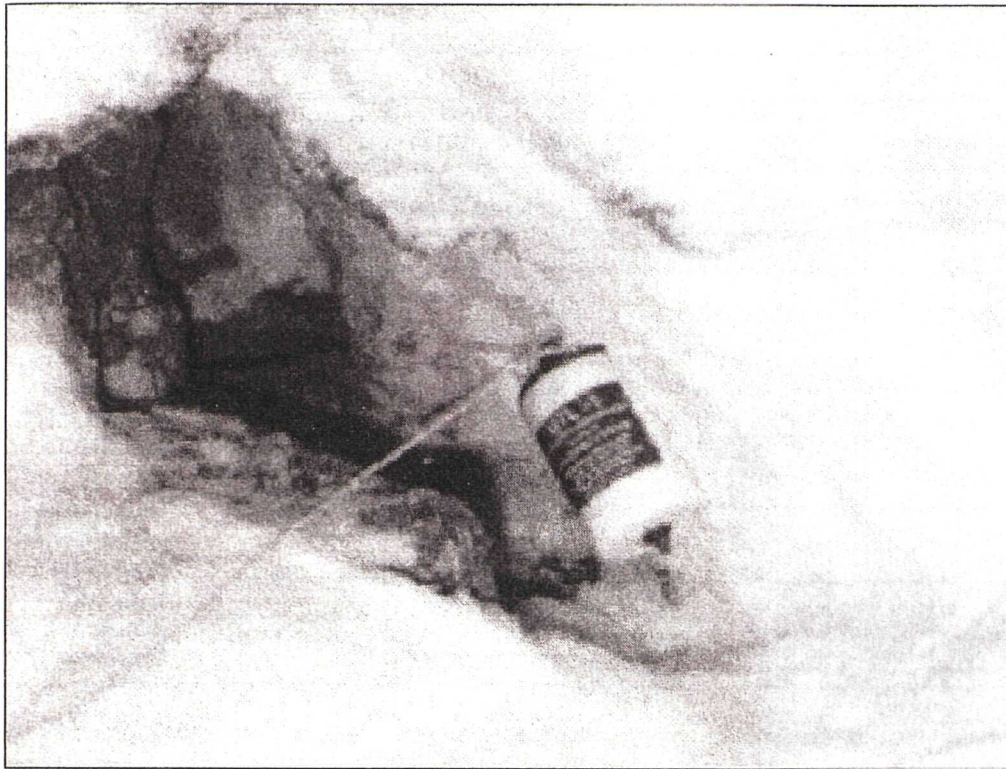


Photo 2 : Exemple de mini-logger UTL-1 (Photo : DELALOYE, 2004).

Application et représentation des mesures

Les capteurs sont placés à l'abri du rayonnement solaire direct (sous une couche d'environ 10 cm de matériel), souvent selon un profil longitudinal, sur les pentes d'éboulis. Ceci pour qu'ils enregistrent le régime thermique des différentes parties des éboulis (dans le cadre de cette étude il s'agit généralement de 3 capteurs : pied de pente, secteur central et partie supérieure de l'éboulis). Cette configuration est bien adaptée pour la mise en évidence d'un système de ventilation interne (cf. 2.3.3). Pour chaque point de mesure, les caractéristiques du terrain sont notées : granulométrie, géomorphologie, topographie, etc.

Les mesures sont représentées sur un graphique bi-dimensionnel sur lequel figurent le temps en abscisse et la température en ordonnée (cf. fig. 11).

Interprétation

Les données qu'un mini-logger UTL-1 met à disposition, en une année de mesures, sont d'une grande portée. Non seulement la valeur BTS, mais aussi d'autres paramètres peuvent être tirés de la courbe de température : température annuelle, mensuelle ou journalière moyennes, température d'équilibre hivernale (WEqT), somme de degrés-jours négatifs (ou Freezing Index, *FrezInd*), début, fin et durée du *zero curtain*, etc. (LAMBIEL, 2006).

L'interprétation de la courbe se fait selon une clé de lecture que plusieurs chercheurs ont proposée (HOELZLE *et al.*, 2003 ; ISHIKAWA, 2003 ; DELALOYE, 2004). Ci-dessous, une courbe fictive (mais assez typique d'un terrain sédimentaire dans les Alpes) a servi à DELALOYE (2004) pour classer les différentes phases du régime thermique qui caractérise, au cours de l'année, un terrain en présence de pergélisol.

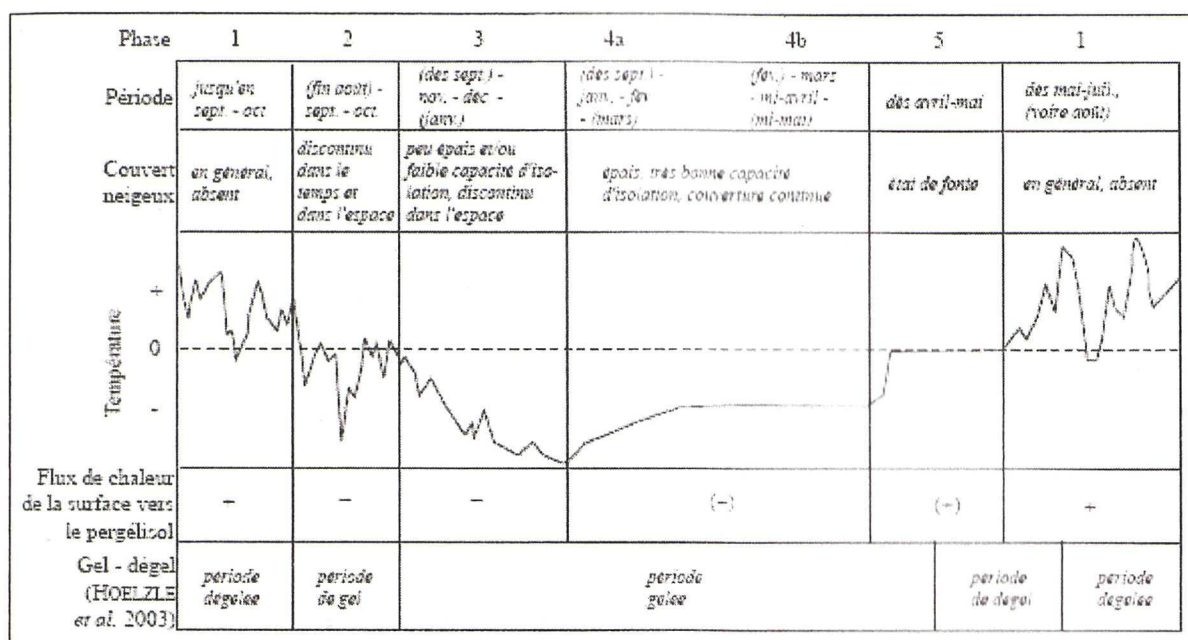


Fig. 11 : Principales phases du comportement thermique annuel de la surface du sol en présence possible de pergélisol, courbe fictive (DELALOYE, 2004).

- **Phase 1**

En saison estivale, le sol reçoit beaucoup d'énergie dès que la neige disparaît. Les températures de la surface du sol reflètent celles de l'atmosphère. Il se peut (mais rarement) que des conditions de gel surviennent durant cette période. Cependant, la température du sol reste pour la plupart du temps positive.

- **Phase 2**

Il s'agit de la période automnale lorsque le sol se refroidit fortement avant l'établissement d'un manteau neigeux. Le refroidissement est engendré principalement par les premières incursions prolongées d'air froid, mais aussi par le raccourcissement des journées (donc de l'ensoleillement). Les températures occasionnellement positives indiquent l'absence d'un manteau neigeux stable. Le terrain peut geler en profondeur.

- **Phase 3**

Le manteau neigeux est maintenant bien établi, mais pas assez épais (ou trop dense) pour empêcher l'engel du sol (cf. 2.1.3, 3.2.2.1). L'allure irrégulière de la courbe est typiquement la cause d'un manteau neigeux peu épais ou trop dense. La phase 3 peut succéder directement à la phase 1 ou être très difficilement distinguable de la phase 2.

- **Phase 4**

Cette phase est caractérisée par la présence d'un manteau neigeux assez épais (> 80cm) pour qu'il isole le sol des conditions atmosphériques. Souvent, elle se subdivise en deux phases distinctes.

La première (phase 4a) est considérée « comme une période d'ajustement du gradient thermique entre les niveaux supérieurs du pergélisol et la neige » (DELALOYE,

2004 : 47). Il se peut que cet ajustement se traduise par un réchauffement ou un refroidissement, la température initiale de la surface du sol à l'entrée dans la phase 4 étant le facteur principal.

Après quelque temps, la température se stabilise (*phase 4b*). Cet équilibre, illustré par une sorte de droite horizontale dans la courbe des températures, est qualifié de température d'équilibre hivernal (WEqT). Il s'agit de la période où la méthode BTS est appliquée.

La phase 4a peut suivre directement la phase 1 si la neige tombe abondamment en début d'automne. WEqT sera alors généralement plus chaude que les autres années (cf. 2.1.3). La phase d'équilibre (4b) peut ne pas être atteinte, avant le début de la fonte du manteau neigeux, si, par exemple, la température durant la première partie de l'hiver est excessivement basse.

- *Phase 5*

Cette phase concerne la fonte du manteau neigeux qui se reflète en un premier temps par une soudaine élévation de la température du sol jusqu'à 0°C. Cette augmentation est engendrée par la percolation de l'eau de fonte. La température demeure ensuite parfaitement stable (*zero curtain*) jusqu'à la disparition totale de la neige qui marque la perpétuation du cycle avec la phase 1. Durant cette période, l'eau de fonte regèle souvent dans la couche active, au contact du front de gel (SAWADA *et al.*, 2003).

Cette méthode ne constitue pas une prospection directe (comme peuvent l'être les mesures en forage par exemple) puisqu'elle renseigne seulement sur l'état thermique de la surface du sol. Par contre, l'analyse pluriannuelle des courbes livre des informations quant à l'influence des conditions d'enneigement sur le bilan d'énergie à la surface du sol, quant à l'existence d'un système de ventilation interne, etc. L'occurrence probable d'un pergélisol de profondeur peut être proposée selon LAMBIEL (2006) lorsque les températures demeurent inférieures à -2/-3°C durant une période prolongée (2 à 3 mois). De même, il estime que des températures de 0°C tout au long de l'hiver peuvent être interprétées comme indicatrices d'absence de pergélisol.

3.2.3 Géoélectrique

La méthode géoélectrique peut être utilisée dans trois buts principalement :

- La cartographie de la distribution du pergélisol
- L'étude des couches composant le sous-sol
- La caractérisation du pergélisol

Deux techniques de cette méthode ont été utilisées⁴ dans la prospection du pergélisol lors de

⁴ Il existe également la méthode de la pseudo-section ou tomographie qui consiste en la réalisation de profils de résistivité en 2D. Cette technique est en quelque sorte la combinaison du sondage vertical (cf. 3.2.3.3.) et du traîné (cf. 3.2.3.4.). Jusqu'à plusieurs dizaines d'électrodes sont placées à intervalles réguliers le long d'une ligne et reliées à un résistimètre. Une fois le dispositif installé, toutes les possibilités envisageables de mesure avec des écartements

cette étude: le sondage (cf. 3.2.3.3) et le traîné (cf. 3.2.3.4). Avant d'expliquer le fonctionnement et les apports de ces deux techniques, il est important de discuter le principe sur lequel repose la géoélectrique.

3.2.3.1 Principe et application de la méthode

La méthode géoélectrique est utilisée pour connaître la résistivité du sous-sol qui est fonction de sa propre nature. La résistivité dépend de la lithologie, du contenu en eau, en glace et en air de la formation, de l'origine de la glace et de sa température (HAEERLI & VONDER MUELL, 1996 ; REYNARD *et al.*, 1999 ; KNEISEL, 2003a ; DELALOYE, 2004 ; LAMBIEL, 2006). Compte tenu du fait que la glace est très résistante par rapport aux autres éléments, la géoélectrique s'avère être une méthode très appropriée à la détection des corps gelés. La résistivité du sous-sol nous renseigne donc sur la nature du terrain prospecté. La fig. 12 (DELALOYE, 2004) classifie différents types de terrain selon leur résistivité.

Qualification de la résistivité spécifique	Ordre de grandeur de la résistivité spécifique (k Ω m)	Typicité du mélange glace/sédiments (ice/rock mixture)
Extrême	> 10'000	Glace de zone d'accumulation glaciaire tempérée
Très élevée	3'000-5'000	Corps de glace massive : lambeaux de petits glaciers (glacierets), cônes d'avalanches ou plaques de glace enfouies, glace de ségrégation (?), glace de zone d'accumulation glaciaire froide
Élevée	1'000-2'000	
Peu élevée	100-500	Sédiments gelés $\left(\begin{array}{ccccc} - & & + & & - \\ \text{température} & \text{et/ou} & \text{glace} & \text{et/ou} & \text{eau non gelée} \\ + & & - & & + \end{array} \right)$
Faible	20-50	
Très faible	<10	

Fig. 12 : Qualification de la résistivité spécifique d'un mélange de glace (0-100%) et de sédiments et typicité (DELALOYE, 2004).

La méthode consiste en l'injection de courant (I) entre deux électrodes (A et B), qui crée dans le sous-sol un champ électrique d'allure semi-sphérique, et en la détermination de la différence de potentiel (ΔV) entre deux autres électrodes (M et N). Afin de calculer la résistivité (ρ), on multiplie la résistance mesurée ($\Delta V/I$) par un coefficient k défini par la géométrie du dispositif d'électrodes utilisé. La résistivité que l'on mesure est apparente (ρ_a), car il s'agit de la résistivité intégrale de tout le matériel traversé par le courant électrique. En effet, le sous-sol – surtout dans le cas des terrains périglaciaires qui font l'objet de cette recherche – est constitué de plusieurs couches de résistivités spécifiques (ρ_s) distinctes. Mathématiquement, cette relation s'exprime par la formule suivante :

$$\rho_a = k (\Delta V/I) \quad \text{où :} \quad \begin{array}{ll} \rho_a & \text{résistivité apparente} \\ k & \text{constante dépendant du dispositif géométrique adopté} \\ \Delta V & \text{différence de potentiel} \\ I & \text{intensité du courant} \end{array}$$

La profondeur d'investigation est fonction de l'écartement des électrodes A et B. Plus on

différents des électrodes (selon la configuration de Wenner ou de Schlumberger) sont ensuite effectuées à la suite les unes des autres par le résistimètre (DELALOYE, 2004).

écarte A et B, plus la profondeur d'investigation augmente. Elle est d'environ $AB/4$ mais peut être nettement moindre dans les terrains très résistants, comme c'est souvent le cas dans un pergélisol (MILSOM, 1996 ; LAMBIEL, 2006).

Techniquement, la réalisation des investigations géoélectriques de cette étude s'est effectuée à l'aide d'un générateur de courant continu composé de 20 piles de 4.5V mises en série, dans une mallette en plastique (pour une puissance de 90V chacune), et branchées à deux multimètres digitaux (l'un utilisé comme ampèremètre et l'autre comme voltmètre). Ce dispositif est connecté aux 4 électrodes (A, B, M et N) que l'on enfonce dans le terrain (sardines de tente ou éponges imbibées d'eau salée) par l'intermédiaire de câbles électriques enroulés sur des bobines. Le choix entre les sardines de tente ou les éponges en tant qu'électrodes s'effectue en fonction de la nature du terrain. Sur un terrain composé de matériel fin, il est souvent facile d'enfoncer les sardines et d'établir un bon contact entre le dispositif et le terrain. Par contre, dans le cas d'une surface sèche composée de blocs et de vides d'air, le contact ne sera établi que par des éponges imbibées d'eau salée que l'on coince entre les blocs (MARESCOT *et al.*, 2003). Le sel est ajouté pour diminuer la résistivité de l'eau.

Une fois le courant injecté, on relève simultanément I sur l'ampèremètre et ΔV sur le voltmètre. Le ΔV final est obtenu après soustraction de la polarisation spontanée (PS, relevée sur le voltmètre juste avant l'injection de courant) des électrodes M et N qui, dans le sol, s'oxydent de façon différente et se polarisent (LAMBIEL, 2006). Une prospection géoélectrique demande, dans l'idéal, le déploiement de quatre personnes : deux personnes s'occupent du déplacement des électrodes, pendant qu'une personne injecte le courant, relève les données et les communique à une quatrième personne qui calcule et note les résultats sur un protocole de terrain (cf. photo 3).



Photo 3 : La photo, prise le 19.08.2004 lors d'un traîné sur l'éboulis des Charmettes, montre l'appareillage avec lequel sont effectuées toutes les mesures géoélectriques. La tige graduée en rouge et blanc sert comme centre du dispositif et comme point d'ancrage aux différents câbles. Les mallettes de couleur rouge correspondent aux piles ; celle de couleur noire contient les deux multimètres. On distingue aussi quelques câbles électriques (Photo : Christophe Lambiel).

Comme le montre la photo 4, prise lors d'un traîné sur l'éboulis des Charmettes, les conditions de travail sont souvent délicates de par les fortes déclivités et l'instabilité des terrains. Un œil attentif doit toujours être porté sur les risques de chutes de pierres.



Photo 4 : Conditions de travail difficiles (forte pente et instabilité du terrain) lors d'un traîné effectué le 19.08.2004 sur l'éboulis des Charmettes (Photo : Christophe Lambiell).

3.2.3.2 Facteurs contrôlant la résistivité

Comme expliqué plus haut, la résistivité est fonction de la lithologie, de la teneur en glace, en eau et en air (porosité) de la formation, de l'origine de la glace et de la température du terrain.

HAUCK (2001) propose la fig. 13 qui donne un ordre de grandeur de la résistivité (exprimée en Ωm) pour différents types de roche et de glace, pour l'air et l'eau.

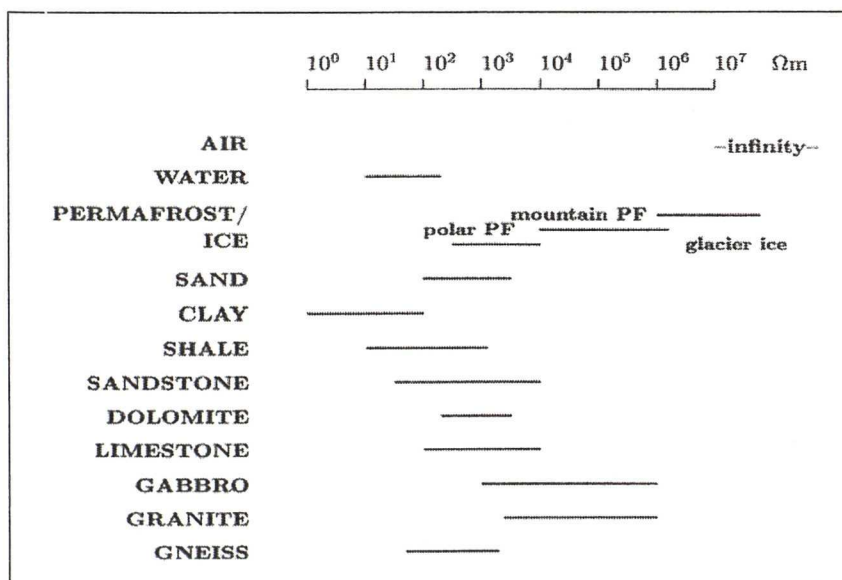


Fig. 13 : Classes de résistivité pour différents types de matériaux et de roches exprimées en Ωm (HAUCK, 2001).

- *Lithologie*

La résistivité est spécifique à chaque type de roche. Compte tenu de la lithologie qui caractérise le terrain de cette recherche (cf. 4.3), il est important de noter que, en règle générale, les schistes sont moins résistants que les calcaires massifs.

- *Origine de la glace*

La glace de congélation est moins résistante que la glace sédimentaire (glace de glacier, cf. HAEBERLI & VONDER MUEHLL, 1996)

- *Eau*

L'eau est l'un des éléments les moins résistants au courant électrique.

- *Air*

La résistivité de l'air est infinie.

HAUCK (2001) reprend aussi des données issues d'investigations de terrain et d'expérimentation de laboratoire qui montrent l'effet de la température sur la résistivité des matériaux traversés par le courant électrique. Les résultats sont illustrés par la fig. 14 :

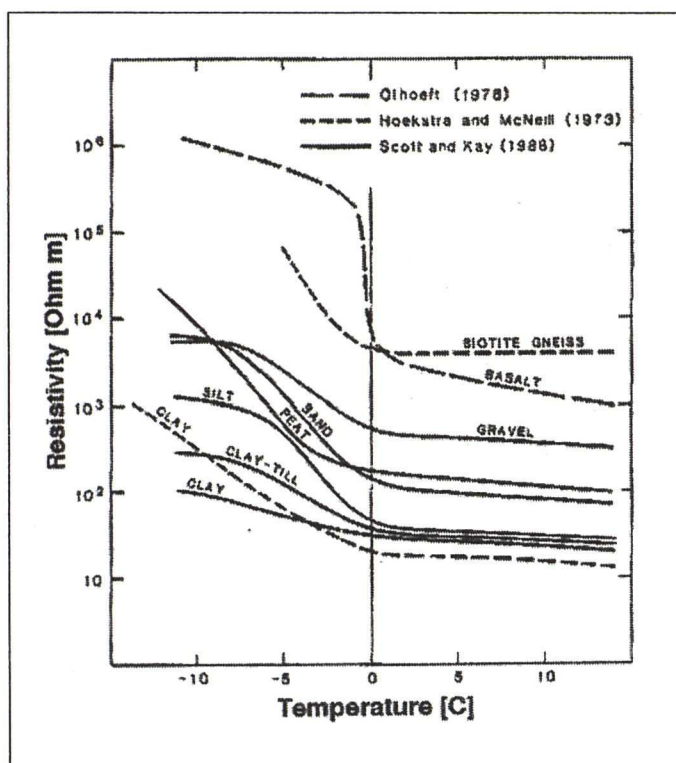


Fig. 14 : Résistivité de différents types de matériaux en fonction de la température (HAUCK, 2001).

- *Température*

La résistivité augmente parallèlement à la diminution de la température des matériaux. La résistivité augmente rapidement quand la température est négative et se refroidit. Par contre, elle ne varie que très peu lorsque la température est $\geq 0^{\circ}\text{C}$.

La combinaison de ces éléments donne la résistivité du terrain. Ainsi, il est essentiel de connaître l'importance que ces éléments ont pour chaque terrain prospecté afin

d'interpréter au mieux les résistivités mesurées. C'est dans cette optique qu'il faut lire la fig. 12, notamment pour ce qui concerne la catégorie « Sédiments gelés » dans « Typicité du mélange glace/sédiments (ice/rock mixture) ».

HAUCK *et al.* (2005a) proposent un modèle qui permet de déterminer les fractions volumétriques en roche, eau, air et glace à partir de données tomographiques électriques et sismiques. Dans le cadre de cette recherche, la tomographie n'a pas été utilisée. Il s'agit donc de résoudre ce problème par d'autres méthodes : la granulométrie (cf. 3.2.5), les sondages de sismique-réfraction (cf. 3.2.4), l'observation directe (excavations) et l'analyse des indices géomorphologiques (cf. 3.2.1).

3.2.3.3 Sondages géoélectriques

Principe et représentation des données

L'objectif d'un sondage géoélectrique est de donner une image verticale des résistivités du sous-sol en un point choisi. Le sondage géoélectrique s'effectue en utilisant deux configurations différentes qui se distinguent par la géométrie du dispositif : celle de Hummel et celle de Schlumberger.

Les électrodes sont disposées sur une même ligne dans l'ordre A-M-N-B, avec le centre du sondage (O) qui reste fixe entre M et N. C'est la configuration de Schlumberger. Selon la configuration de Hummel, une cinquième électrode (C) est placée perpendiculairement au dispositif, à une distance infinie (idéalement $OA = \frac{1}{4} AC$, mais souvent, dans cette étude $OC = 150-300m$). Il remplace A et B à tour de rôle. Ainsi, pour chaque point de mesure, il faudra injecter du courant entre A et B (Schlumberger), entre A et C (Hummel) et entre B et C (Hummel). Le dispositif de Hummel, avec l'électrode C placée perpendiculairement à la ligne A-M-N-B, permet de détecter les variations latérales de la résistivité en prospectant les zones situées dans les environs des électrodes A, respectivement B. La constante k, définie par la géométrie du dispositif est :

$$\begin{aligned} k_{\text{Schlumberger}} &= (AM \cdot AN) / (MN \cdot \pi) \\ k_{\text{Hummel}} &= 2((AM \cdot AN) / (MN \cdot \pi)) \end{aligned}$$

En éloignant A et B du centre du dispositif, le courant traverse des couches de plus en plus profondes, augmentant ainsi la profondeur de prospection. « Lorsque la différence de potentiel mesurée est faible ($< 4mV$) ou que le rapport MN/AB est trop petit (env. $< 1/8$), il est nécessaire d'écarter M et N et de refaire une mesure avec l'écartement AB précédent » (DELALOYE, 1997 : 7).

Les résistivités apparentes mesurées sont ensuite reportées, en ordonnée, sur un graphique bi-logarithmique (abscisse = $AB/2 = OA$). Les points notés sur le graphique sont ensuite rattachés entre eux et donnent une courbe de résistivités apparentes qui est interprétée, qualitativement, directement sur le terrain (cf. *Interprétation d'un sondage géoélectrique*).

Interprétation d'un sondage géoélectrique

Les résistivités spécifiques s'obtiennent seulement à l'aide de logiciels informatiques qui modélisent – de manière semi-automatique selon un procédé d'inversion (MARESCOT *et al.*, 2003) – un certain nombre de couches d'épaisseur et de résistivité spécifique propres, tout en essayant de calibrer la courbe sur la distribution des résistivités apparentes mesurées. « Théoriquement, chaque point d'inflexion de la courbe indique une nouvelle couche » (DELALOYE, 1997 : 7). Généralement, il s'agit de 3-4 couches que l'on introduit manuellement comme input pour la modélisation semi-automatique. Cette modélisation doit ensuite être confrontée aux évidences géomorphologiques que les logiciels ne réussissent pas à considérer. Dans la configuration classique d'un pergélisol, la résistivité spécifique d'un niveau gelé est en général 2 à 5 fois plus élevée que la résistivité apparente de ce même niveau (LAMBIEL, 2006).

Typiquement, en présence de pergélisol, on peut s'attendre à déceler le profil vertical suivant (les résistivités se réfèrent principalement à la fig. 12) :

- La couche active, qui est souvent constituée de deux sous-couches : une première composée de blocs aérés de résistivité peu élevée (100-300 kΩm) et une deuxième de matériaux plus fins de résistivité très faible (< 10 kΩm).
- Le premier niveau gelé de résistivité (très) élevée (1000-5000 kΩm) : il correspond à la partie supérieure plus froide du pergélisol et peut contenir de la glace massive.
- Le deuxième niveau gelé de résistivité faible à peu élevée (10-500 kΩm) : c'est la partie inférieure du pergélisol dont la température est proche de 0°C et la teneur en glace est plus faible en raison de la présence probable de matériaux rocheux ou d'eau.
- Le niveau non gelé à très faible résistivité (< 10 kΩm), composé de matériaux sédimentaires ou du bedrock. Ce bedrock peut être karstifié à différents degrés (cf. 3.2.1.1). REYNARD *et al.* (1999) proposent des valeurs comprises entre 5 et 100 kΩm pour ce genre de terrains. La fourchette assez large des résistivités spécifiques tient à la quantité de vides d'air qui peuvent être rares (diaclasses, fissures) ou très répandus (conduits karstiques souterrains).

La fig. 15 représente deux sondages différents, l'un concernant l'éboulis des Charmettes (5.2) l'autre celui du Creux du Bouis (5.3). Autant la forme de la courbe que l'ampleur des résistivités suggèrent l'existence d'un pergélisol aux Charmettes (pied de pente) et l'absence de pergélisol au Creux du Bouis (partie supérieure de l'éboulis).

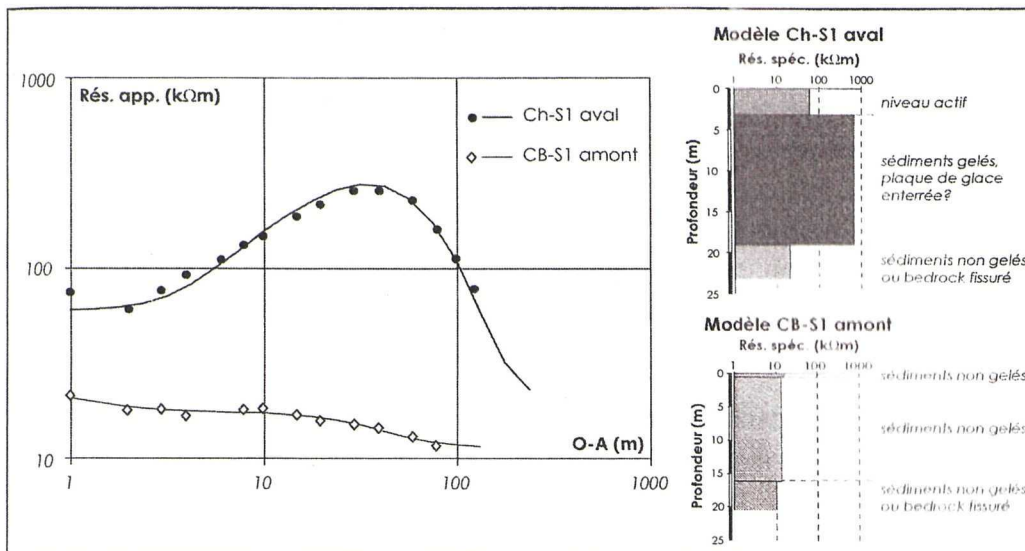


Fig. 15 : Comparaison entre deux sondages géoélectriques réalisés sur deux éboulis différents. La cloche dessinée par Ch-S1 aval ainsi que l'ampleur des résistivités spécifiques calculées indiquent sans aucun doute la présence de pergélisol. Au contraire, CB-S1 amont ne reflète nullement la présence d'un pergélisol.

Le processus d'inversion modélisant le profil présenté ci-dessus est basé sur le fait que le terrain est parfaitement homogène et constitué de couches distinctes infinies et parallèles à la surface. Cependant, la réalité du terrain montre que ces conditions ne sont presque jamais remplies. De ce fait, l'interprétation d'un sondage doit tenir compte de la réalité géomorphologique pour ne pas tomber dans les pièges de la modélisation automatique qui n'intègre pas ces variables aléatoires. De plus, il existe le principe d'équivalence selon lequel « une couche de faible épaisseur, mais de forte résistivité a le même effet sur la résistivité apparente qu'une couche plus épaisse mais de résistivité plus faible » (REYNARD *et al.*, 1999 : 92, cf. fig. 16 également). Ici, sont présentées certaines normes auxquelles il faut faire attention lors de l'interprétation d'un sondage géoélectrique :

- *Effet de sur-pente initiale (oversteepening effect)*
C'est un problème qui concerne la partie initiale d'un sondage. L'augmentation des résistivités entre la première couche conductrice et la deuxième couche très résistante (cf. ci-dessus : premier niveau gelé) est tellement prononcée que la pente de la courbe résultante ($> 45^\circ$) n'est pas modélisable. Ce cas est typique des glaciers couverts où une première couche de moraine supra-glaciaire cache, à faible profondeur, la glace sédimentaire à résistivité très élevée.
- *Masquage total ou partiel par un niveau résistant supérieur*
« Plus une couche est résistante au courant électrique, plus sa capacité à masquer la présence d'épais niveaux plus conducteurs situés directement au-dessous d'elle s'accroît » (DELALOYE, 2004 : 71). Ainsi, un pergélisol présent en profondeur peut être complètement, ou partiellement, masqué par la présence, en surface, d'une couche active composée de gros blocs aérés (jusqu'à 300 kΩm). Compte tenu du fait que les niveaux supérieurs du pergélisol sont les plus résistants (plus froids et avec un contenu en glace plus élevé), les niveaux inférieurs sont souvent masqués. De ce fait, l'épaisseur totale du pergélisol est souvent sous-estimée (LAMBIEL, 2006).
- *Hétérogénéité longitudinale d'un terrain*

Le terrain n'est jamais homogène latéralement. De ce fait, il faut considérer les changements longitudinaux des épaisseurs et des résistivités des couches. D'autre part, dans la limite du possible, un sondage devrait toujours être effectué sur un terrain homogène. Dans le cas des éboulis, les branches A et B du sondage ne devraient en principe pas sortir des limites du talus. Dans le cas contraire, l'interprétation du sondage peut être biaisée par la présence d'éléments n'ayant aucune relation avec l'objet étudié. Pour ces différentes raisons, on adoptera généralement la configuration de Hummel pour mettre en évidence les variations latérales de la résistivité.

En conséquence, il est important de présenter les résultats de l'interprétation sous forme de fourchette (KNEISEL, 2003a) ou par des valeurs moyennes et représentatives de ce que pourrait être la réalité du terrain (DELALOYE, 2004). La fig. 16 illustre une double interprétation du même sondage vertical effectué sur l'éboulis des Charmettes (cf. 5.2).

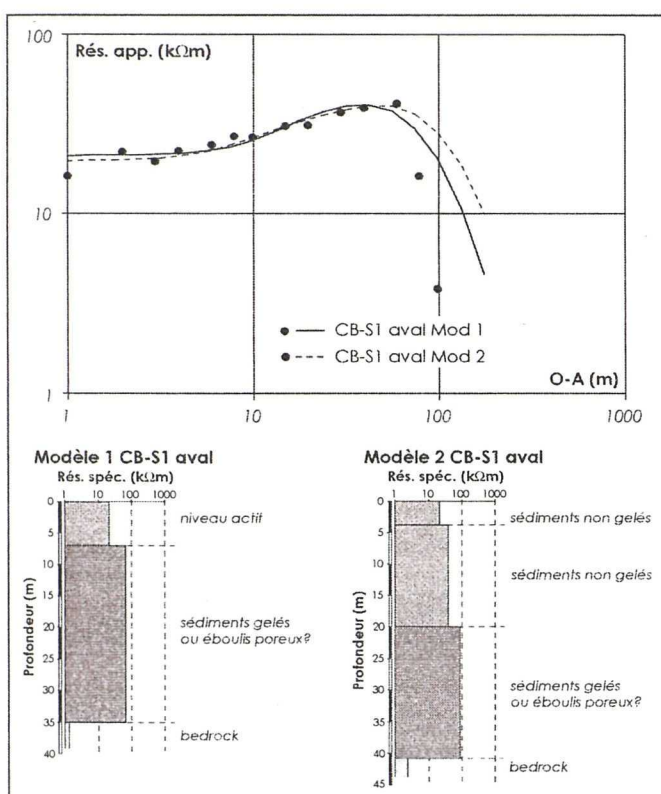


Fig. 16 : Double interprétation (Modèle 1, Modèle 2) du sondage géoélectrique CB-S1 réalisé sur l'éboulis du Creux du Bouis. Finalement, c'est le Modèle 1 qui a été retenu.

L'interprétation d'un sondage géoélectrique peut également se faire de manière qualitative. La forme de la courbe des résistivités renseigne généralement assez bien sur le type de terrain prospecté. Des courbes, provenant de sites différents, peuvent être comparées par leur forme (LAMBIEL, 2006). Ainsi, une courbe en forme de cloche – typique d'un pergélisol – indique que les résistivités grimpent, parallèlement à la profondeur, puis diminuent lorsque le courant rencontre des terrains libres de glace, sous le pergélisol.

3.2.3.4 Traînés géoélectriques

Le traîné est une technique qui permet de cartographier les variations latérales des résistivités apparentes à une certaine profondeur choisie (DELALOYE *et al.*, 2001). Les électrodes sont placées selon la configuration de Wenner, qui requiert une géométrie A-M-N-B avec $AM = MN = NB = a$. La constante k pour le calcul des résistivités apparentes est $k = 2\pi a$. Ce dispositif, dont la distance AB détermine la profondeur de prospection, est déplacé en entier le long d'une ligne. Ainsi, point après point, on obtient la cartographie de la distribution du pergélisol à une profondeur fixe, choisie après la réalisation de quelques sondages géoélectriques pour savoir à quelle profondeur se situe le corps gelé qu'il faut cartographier. Cette technique est d'une application simple et offre en peu de temps, suivant les conditions du terrain, des résultats très appréciables (DELALOYE, 2004 ; LAMBIEL, 2006).

3.2.4 Sismique-réfraction

La sismique-réfraction est une méthode utilisée, dans le pergélisol, principalement pour déterminer l'épaisseur de la couche active et la profondeur de la limite entre les sédiments et le bedrock. Dans le premier cas, comme source de propagation des ondes sismiques, on utilise un marteau. Par contre, pour avoir une image sismique du terrain à grande profondeur – ce à quoi cette recherche ne s'intéresse pas – il faut utiliser de l'explosif.

3.2.4.1 Profil sismique au marteau

Principe et application de la méthode

Les ondes de compression (ondes P) créées lors d'un choc, procuré par un coup de marteau sur une plaque en métal posée sur la surface du terrain, se répandent dans le sol à des vitesses qui dépendent des propriétés physiques des couches du sous-sol (élasticité et densité). Lorsque les ondes rejoignent la limite entre deux couches distinctes, dont les vitesses de propagation sont différentes, le parcours des ondes est modifié : elles sont réfractées par le marqueur et remontent à la surface où elles sont enregistrées par des géophones. Le temps qui s'écoule entre le choc et l'enregistrement à la surface détermine la vitesse de propagation de l'onde selon la formule suivante :

$$V = x/t$$

où : V est la vitesse ;
 x est la distance ;
 t est le temps.

Seules peuvent être détectées les couches inférieures dont les vitesses de propagation sont plus rapides que dans les couches supérieures (cf. fig. 17).

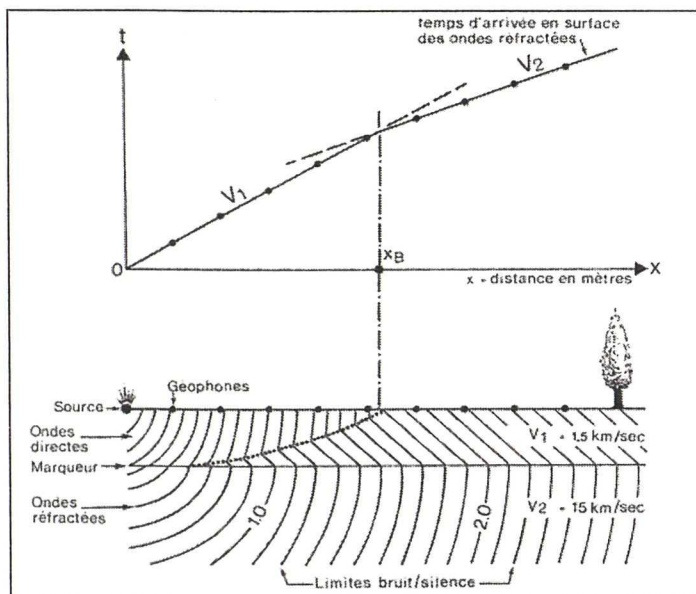


Fig. 17 : Ondes sismiques directes et réfractées (tiré de MEYER DE STADELHOFEN, 1991).

La sismique réfraction est couramment utilisée dans la prospection du pergélisol (par ex. VONDER MUEHLL, 1993 ; HAUCK, 2001), car elle permet la distinction entre la couche active, qui

présente des vitesses de 300-800 m/s, et le sédiment gelé, dont les vitesses sont le plus souvent situées entre 2400 et 4500 m/s (BARSCH, 1996). Pour comparaison, une formation meuble non gelée aura des valeurs comprises entre 300 et 2500 m/s (MEYER DE STADELHOFEN, 1991).

Dans cette étude, la sismique réfraction n'est utilisée qu'à une reprise (cf. 5.2.2.3), comme méthode d'appoint à la géoélectrique lorsque celle-ci fournit des résultats difficilement interprétables du fait de la porosité élevée du terrain. L'appareil utilisé est un Mc-Seis-3 Handyviewer de Oyo, modèle 1817.

Dans le cadre de cette recherche, les profils (généralement aller-retour, mais ici seulement aller en raison du temps restreint) ont été effectués avec trois géophones placés au même endroit et la source des impacts a été déplacée sur une ligne tous les 2 m environ. Le temps de propagation des ondes a été enregistré pour chaque point de mesure et les données ont ensuite été notées sur un graphique espace-temps, appelé dromochronique (LAMBIEL, 2006). Ainsi, les segments de droite, déterminés en joignant les points entre eux et séparés par des points de brisures (x_b), correspondent à une vitesse (apparente) V propre à une couche du sous-sol. La profondeur de la prospection augmente parallèlement à la distance entre la source et les géophones. Dans le cas où le marqueur est parallèle à la surface, la profondeur h_1 de la limite entre deux couches dont les vitesses sont V_1 et V_2 peut être estimée de la manière suivante :

$$h_1 = x_b \frac{1}{2} \sqrt{\frac{V_2 - V_1}{V_2 + V_1}} \quad \text{où : } x_b \text{ est l'abscisse du point de brisure ; } V_1 < V_2.$$

Vitesses caractéristiques dans certains matériaux et facteurs de contrôle

Dans un environnement périglaciaire, les vitesses de propagation des ondes sont typiquement les suivantes (d'après HAEBERLI & VONDER MUEHLL, 1996 ; DELALOYE, 1997 ; KNEISEL & HAUCK, 2003) :

Eboulis grossier, moraine	sec	300 – 1200 m/s	Couche active
Eboulis grossier, moraine	humide, compacté	1000 – 2000 m/s	Couche active
Aquifère		1500 – 2500 m/s	
Pergélisol	selon le contenu en glace	2000 – 4500 m/s	Pergélisol supérieur
Roche en place	fortement fracturée	2500 – 4000 m/s	
Roche en place		4000 – 6000 m/s	
Glace de glacier		3300 – 3800 m/s	

Tab. 3 : Vitesses sismiques pour différents types de matériaux (DELALOYE, 1997).

Quelques conclusions peuvent être avancées à partir de l'analyse du tab. 3 :

- La vitesse de propagation diminue avec l'augmentation de la porosité ;
- La vitesse de propagation diminue parallèlement à l'humidité ;

- Un matériel sédimentaire gelé possède des vitesses de propagation nettement plus élevées qu'un matériel sédimentaire non gelé ;
- La glace sédimentaire possède des vitesses de propagation très proches de celles observées pour la glace de congélation ;
- Le contraste entre pergélisol et roche en place n'est pas forcément bien marqué.

En outre, la vitesse de propagation des ondes augmente en fonction de la diminution de la température de la même manière que la résistivité. Cette augmentation est extrêmement bien marquée juste en dessous de 0°C et se stabilise à des températures plus froides. La fig. 18 illustre les résultats d'analyses de laboratoire effectuées sur quatre types différents de roches (HAUCK, 2001) :

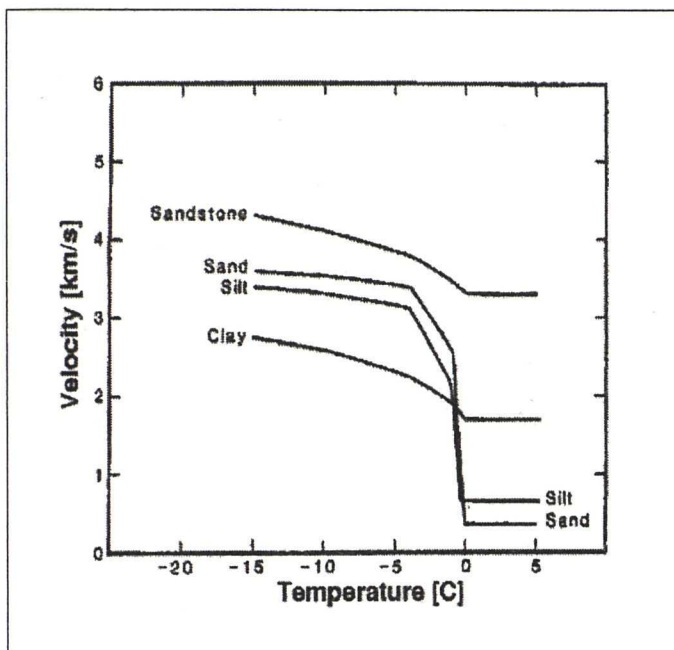


Fig. 18 : Vitesses sismiques des ondes-P pour différents types de matériaux en fonction de la température (HAUCK, 2001).

Apports dans la prospection du pergélisol

Cette méthode peut être utilisée, seule, pour détecter la présence de glace dans un corps sédimentaire dont l'épaisseur est connue. Par contre, elle est limitée dans le cas de l'existence d'un niveau de roche en place qui pourrait être confondu avec du pergélisol. De ce fait, la sismique-réfraction se révèle très intéressante pour la prospection du pergélisol dans les éboulis.

La sismique-réfraction se prête très bien à la combinaison avec la géoélectrique, dans la mesure où elle peut expliquer les valeurs de résistivité très élevées enregistrées parfois dans les premiers mètres lors d'un sondage géoélectrique. Ainsi, si les résistivités élevées correspondent à des vitesses de propagation élevées, l'hypothèse de l'existence d'une forte porosité peut être écartée en faveur de celle qui suppose l'existence d'un taux de glace important (KNEISEL & HAUCK, 2003). Inversement, dans le cas de vitesses de propagation lentes, il faudra plutôt penser à l'existence d'une forte porosité. Selon CROCE & MILANA (2002), une formule empirique permet d'estimer la concentration de glace dans un pergélisol en fonction de la vitesse de propagation des ondes P :

$$1/V_p = P/2500 + (1 - P)/6250 \quad \text{où : } V_p \text{ est la vitesse de l'onde longitudinale dans la formation sédimentaire ;}$$

P est le pourcentage volumétrique de glace dans le pergélisol.

En conséquence :

$$P = (1/V_p - 1/6250)/(1/2500 - 1/6250)$$

En ce qui concerne la structure verticale du sous-sol, la sismique-réfraction apporte une plus grande précision dans la détermination de la profondeur de la couche active. Les indications fournies sont donc intégrées à l'interprétation des sondages géoélectriques.

La sismique-réfraction, en complément à la géoélectrique, fournit donc des apports considérables en ce qui concerne la détermination des fractions volumétriques en eau, air et glace (cf. 3.2.3.2). Il ne reste plus qu'à trouver le moyen de déterminer le taux de matériel rocheux dans une formation sédimentaire. Dans le cadre de cette étude, la méthode granulométrique essaye de combler ce vide.

3.2.5 Granulométrie

Le but principal de l'application de cette méthode dans la recherche présentée ici consiste en la détermination de la porosité qui caractérise les différents éboulis. En effet, la porosité joue un rôle majeur dans l'existence d'un processus de ventilation interne (cf. 2.3.3). De plus, une étude granulométrique permet de spécifier la taille des éléments composant les formations sédimentaires (cf. 2.4.2).

Application de la méthode

La méthode – qui est appliquée dans cette étude de manière expérimentale – consiste en la mesure des vides d'air par rapport à la fraction occupée par les matériaux rocheux. Il s'agit de récolter sur le terrain des échantillons qui sont représentatifs de la distribution réelle des éléments dans la formation.

Pour faire cela, un récipient donne l'ordre de grandeur de l'échantillon qu'il faut prélever. Celui-ci est isolé du reste de la formation en ôtant le matériel qui le côtoie et est mesuré jusqu'à ce qu'il représente le même volume que le récipient. Après cette opération, le récipient est rempli du matériel résiduel, tout en faisant attention à ne pas disperser dans les environs les particules fines. Pour résoudre ce problème, autour de l'échantillon sont posées des planches en bois sur lesquelles le matériel tombé peut être aisément récupéré.

Pour connaître la proportion de vides de l'échantillon, il faut tout d'abord connaître le poids de cet échantillon rocheux contenu dans le seau (la balance utilisée affiche une précision de 10 g pour un échantillon de 10-15 kg environ). Ensuite, le seau est rempli d'eau à ras bord. La différence entre le poids du seau rempli d'eau et le poids du seau avec le seul échantillon, donne le volume d'eau qui remplit les vides entre les éléments. Pour connaître le pourcentage du volume de vides d'air de l'échantillon prélevé, il suffit de connaître le volume du seau en le vidant des cailloux, le remplissant d'eau et le pesant⁵.

En ce qui concerne l'analyse granulométrique⁶, l'échantillon est filtré à travers des tamis et les

⁵ Le volume est calculé sur la base de l'équation suivante : $1 \text{ kg d'eau} = 1 \text{ dm}^3 \text{ d'eau}$

⁶ Les analyses granulométriques, prévues au début de cette recherche, n'ont malheureusement pas pu être effectuées en raison de l'absence du matériel technique nécessaire. L'intérêt de ces analyses étant principalement la mise en évidence de l'existence de limons et argiles – responsables de l'imperméabilisation et/ou de la rétention d'eau dans le sous-sol (cf. 2.4.2, 3.1) – dans les échantillons prélevés, une autre technique, plus expérimentale, a été

éléments de différente taille sont séparés. Le poids étant connu, il est facile de déterminer les pourcentages correspondant à chaque classe que l'on désire mettre en évidence (REYNARD & SCHOENEICH, 1996 ; BROCCARD, 1998 ; SCHOENEICH, 1998). Le poids de matière à prélever varie en fonction de la taille des éléments. Ainsi, deux règles doivent être respectées (REYNARD & SCHOENEICH, 1996) :

- l'élément le plus gros de l'échantillon ne doit pas représenter plus de quelques % du poids total ;
- l'échantillon doit être représentatif de la distribution totale : il est donc incorrect d'éliminer les éléments grossiers et d'analyser que la matrice.

Les poids conseillés sont :

- argiles, limons, sables fins moins de 100 g suffisent ;
- sables grossiers 100-150 g ;
- graviers 200 g - 1 kg ;
- galets ou cailloux jusqu'à 15 kg.

La procédure de tamisage peut être divisée en deux parties distinctes. D'abord, l'échantillon entier, après avoir été trempé dans l'eau quelque temps pour que les particules fines se désagrègent, est passé à travers les tamis avec l'eau. C'est le tamisage humide. Le sédiment est lavé sous un mince filet d'eau pour entraîner les limons et les argiles entre les mailles. Lorsque le filet d'eau devient clair, toutes les fines ont été lavées et récoltées dans l'eau. Cette eau de lavage doit être mise de côté pour la décantation, après quoi, le résidu est séché à l'étuve à 60°C, pesé et conservé à part. La deuxième étape consiste en le tamisage à sec des fractions plus grossières. Après avoir assemblé la colonne de tamis (dans le cadre de cette étude les diamètres retenus sont : 200 mm, 20 mm, 2 mm et 0.63 mm)⁷, l'échantillon est versé au sommet et secoué pendant 10-15 min à l'aide d'un agitateur mécanique. Le refus de chaque tamis est ensuite pesé et conservé à part. Lors du tamisage à sec, des limons et des argiles qui n'avaient pas été emportés par l'eau – en raison des forces de capillarité qui les empêchaient de se décoller des fractions plus grossières – traversent encore le tamis de 0.063 mm. Ajoutés au résidu de décantation, ils constituent l'ensemble des éléments fins (REYNARD & SCHOENEICH, 1996).

adoptée par la suite. L'échantillon prélevé est versé dans un grand récipient et noyé dans l'eau. L'ensemble du récipient est agité manuellement pendant quelques minutes afin que l'eau emporte les éléments fins en suspension. Une première observation visuelle sur la turbidité de l'eau renseigne sur l'abondance de fines en suspension. Les observations visuelles sont répétées à une cadence constante afin de rendre compte du processus de décantation des particules. Après un jour ou plus, l'eau devient limpide et uniquement les limons et les argiles restent en suspension dans l'eau. Cette dernière observation permet de comparer les échantillons en fonction de la proportion de limons et argiles qu'ils contiennent.

⁷ Ce choix est fondé sur la classification suivante, tirée de SCHOENEICH (1996) :

- Blocs : > 200 mm
- Galets ou cailloux : 200-20 mm
- Graviers : 20-2 mm
- Sables : 2-0.063 mm
- Limons et argiles : < 0.063 mm

4. TERRAIN D'ETUDE

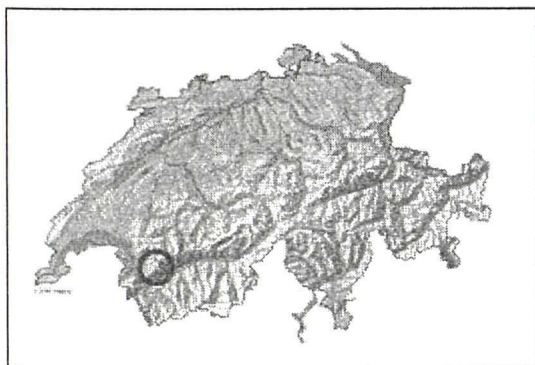
Le choix du terrain d'étude, qui mesure environ 3.5 km² (574'000/114'000 à 576'000/116'000), s'est porté sur la région du Grand Chavalard (Hautes Alpes Calcaires, Valais, Suisse) pour différentes raisons. Des observations et des mesures BTS avaient déjà été effectuées par des étudiants et des assistants de l'IGUL⁸ sur trois glaciers rocheux (cf. 5.2, 5.5, 5.8). S'agissant d'un terrain faisant partie des Hautes Alpes Calcaires et étant donné l'intérêt que les instituts de géographie des universités de Lausanne et Fribourg portent pour l'étude du pergélisol dans cette région (REYNARD *et al.*, 1999), il a semblé important d'élargir l'éventail de données recouvrant cette partie des Alpes. Compte tenu de l'objet de cette recherche, la région du Grand Chavalard s'est révélée très appropriée, dans la mesure où les éboulis y sont nombreux et leurs caractéristiques différentes. En outre, la région est relativement bien accessible par des routes et des remontées mécaniques qui fonctionnent autant l'hiver que l'été. Comme les journées de mesure sont courtes, un accès rapide au terrain est d'une importance fondamentale.

Huit éboulis à la configuration différente ont été choisis sur l'ensemble du terrain. Ils seront décrits dans le détail dans le cinquième chapitre, lors de la présentation des données saisies. Un premier aperçu de la localisation des éboulis est représenté par la carte 1, dans la prochaine section.

Dans ce chapitre sont présentées les caractéristiques géographiques (4.1), climatiques (4.2), géologiques (4.3) et géomorphologiques (4.4) du terrain étudié.

4.1 Cadre géographique

Le Grand Chavalard (574'860/114'180) est un sommet qui culmine à 2899 m (cf. carte 2). Il fait partie du massif qui comprend les Dents de Morcles (2969 m) et le Grand Muveran (3051 m). Son versant S domine la plaine du Rhône, avec les villages de Fully et de Saillon.



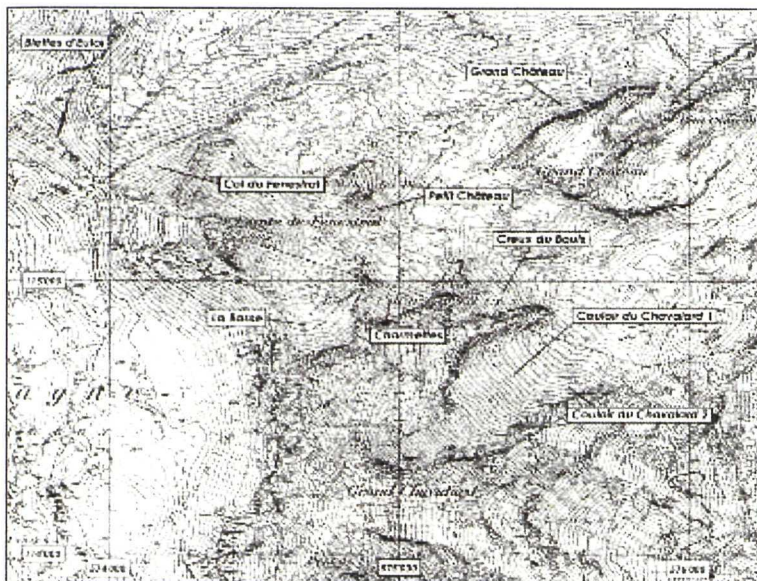
Carte 1: Localisation de la région du Grand Chavalard. Hautes Alpes Calcaires, Valais, Suisse.

Au NE du sommet se situent – du SW au NE – les éboulis du Couloir du Chavalard⁹ (5.4), du Creux du Bouis (5.3) et du Grand Château (5.7). Au N se trouvent les éboulis et les glaciers rocheux des Charmettes (5.2) et de La Basse (5.5). En face des Charmettes, l'éboulis du Petit Château (5.6) prend son nom du sommet homonyme. Au N du Six du

⁸ Institut de Géographie de l'Université de Lausanne, Suisse. Il s'agit de mesures BTS entreprises en 1993 par CHENAL & MATTEY-DORET (1995) et en 1995/1996 par REYNARD et PHILLIPS (données non publiées).

⁹ Les toponymes, lorsqu'ils ne sont pas inventés dans un souci de simplification, sont tirés de la carte nationale 1 : 25'000. En effet, surtout pour ce qui est des sommets, les toponymes diffèrent entre les cartes topographiques 1 : 25'000 et 1 : 10'000.

Doe (2725 m) se développent les éboulis du Col de Fenestral (5.8) et, en face, des Blettes d'Euloi (5.9).



Carte 2: Carte topographique de la région du Grand Chavalard avec les éboulis étudiés.

4.2 Cadre climatique

Situées sous l'influence des situations météorologiques du NW (situations les plus courantes en Suisse), les Hautes Alpes Calcaires sont caractérisées par des quantités de précipitations assez élevées. La crête des Alpes bernoises produit les situations de barrage qui sont responsables de ces fortes précipitations. Bien que ces dernières soient plus importantes sur le versant N des Alpes, la région du Grand Chavalard, située sur le versant S, reçoit en hiver un bon enneigement.

La configuration du relief alpin influence de manière importante la pluviométrie des différentes régions de Suisse. Ainsi, la pluviométrie moyenne diminue globalement d'W en E (pas valable pour la vallée de Conches) en remontant la vallée du Rhône (effet de la continentalité) et du versant N au versant S (effet de barrage). Il en résulte, pour la région du Grand Chavalard, un enneigement plus abondant que pour les Alpes pennines et grisonnes. Selon PHILLIPS & REYNARD (1996 : 200), « les Hautes Alpes Calcaires, avec une pluviométrie annuelle inférieure à 2500 mm par année en dessous de 3000 mètres et de par leur situation à l'interface entre les régions directement influencées par le climat océanique du Nord des Alpes et le pôle de sécheresse de la vallée intra-alpine du Rhône, est une région propice au développement d'un pergélisol discontinu, voire continu. La région se distingue de ses homologues du Sud du Rhône et des Grisons par une pluviométrie et une couverture neigeuse hivernale plus abondantes ». Le tab. 4 illustre la pluviométrie enregistrée durant la période 1981-1990 en trois différentes stations situées autour de la région du Grand Chavalard. Il est intéressant de remarquer la diminution des précipitations du versant N des Alpes (Les Diablerets) à la vallée du Rhône (Montana et Martigny-Bâtiatz). Malheureusement,

il n'a pas été possible d'avoir à disposition les données provenant d'une station pluviométrique se situant à haute altitude sur la crête des Alpes bernoises.

Station	Altitude [m]	Période	Précipitations [mm]	Source
Martigny-Bâtiaz	462	1981-1990	890	Annalen SMA 1993 ¹⁰
Montana	1408	1981-1990	1006	BCS/ER 1995 ¹¹
Les Diablerets	1162	1981-1990	1690	Annalen SMA 1993

Tab. 4 : Précipitations enregistrées dans différentes stations du Valais central et des Alpes vaudoises.

Quant aux conditions thermiques, LAMBIEL (2006) estime l'altitude moyenne de l'isotherme 0°C à 2300 m dans la région du Mont-Gelé (Verbier, Valais, Suisse) d'après un gradient de 0.56°C/100 m calculé à partir des valeurs de Sion, de Montana et du Grand St-Bernard. Cette isotherme peut être appliquée également à la région du Grand Chavalard.

Le chapitre suivant présente, pour la région d'étude, les données relatives aux deux facteurs qui influencent de manière plus importante la distribution du pergélisol, à savoir la température et l'enneigement.

4.2.1 Température et enneigement

Les données relatives à la température de l'air et à l'enneigement proviennent de la station climatique automatique FUL2, située vers le Grand Cor (115'000/575'000, 2500 m) et gérée par l'Institut Suisse pour l'étude de la neige et des avalanches.

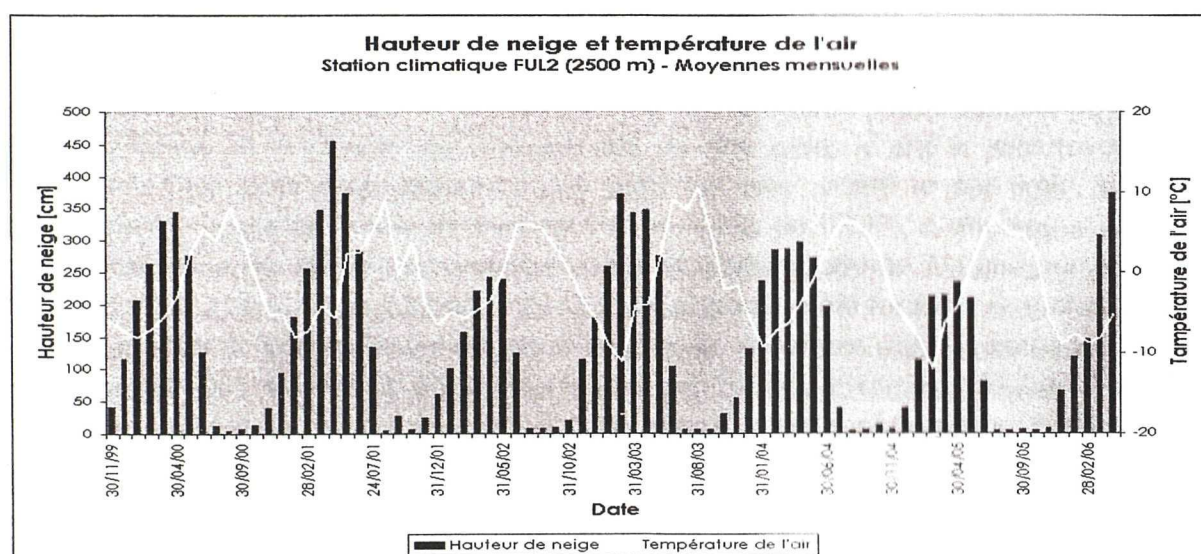


Fig. 19: Hauteur de neige et température de l'air (moyennes mensuelles) enregistrées par la station climatique FUL2 à 2500 m pendant la période 1999-2006.

¹⁰ Annalen SMA 1993 = Annalen der Schweizerischen Meteorologischen Anstalt, 130^{ème} année, 1993.

¹¹ BCS/ER = données calculées par E. Reynard à partir de la banque de données climatiques suisses de l'ISM.

L'analyse du régime thermique et des précipitations neigeuses de 1999 à 2006 (cf. fig. 19) révèle quelques particularités intéressantes en relation avec la distribution du pergélisol. Les différences interannuelles sont évidentes, autant pour ce qui est des températures de l'air que de l'enneigement. Comme expliqué plus haut (cf. 2.1.3), seules certaines combinaisons, entre la température de l'air et l'enneigement, sont favorables au développement et/ou au maintien du pergélisol.

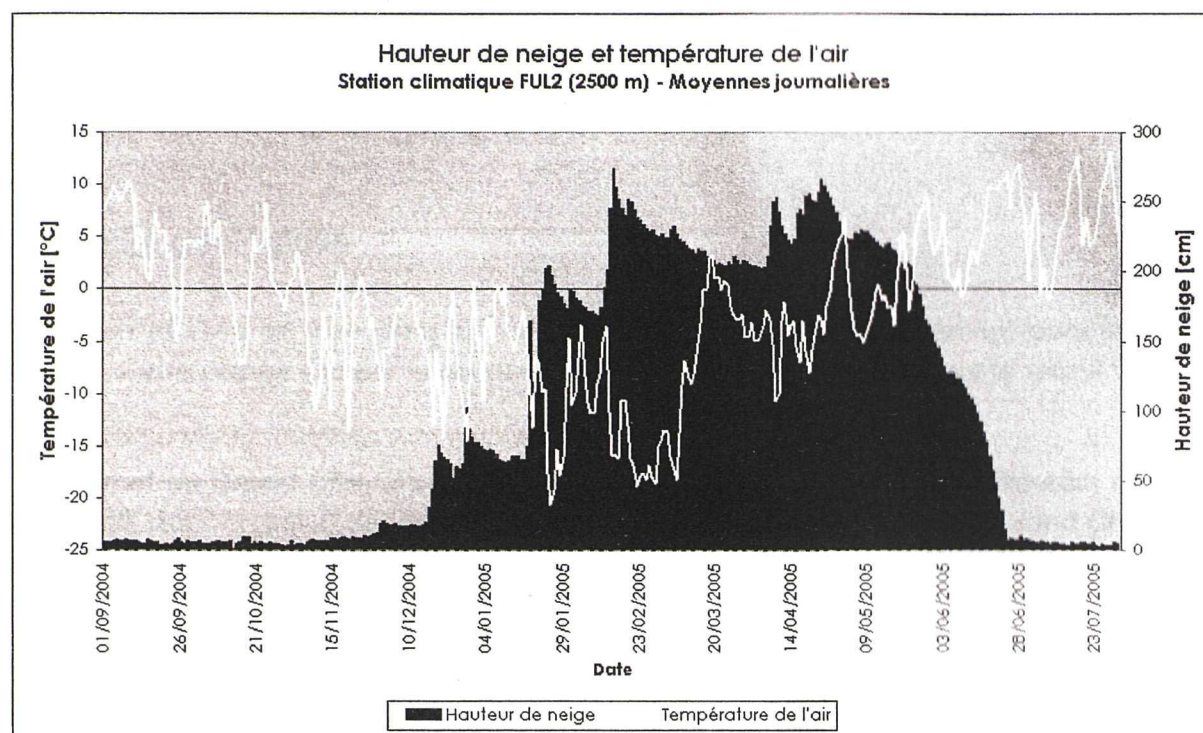


Fig. 20: Hauteur de neige et température de l'air (moyennes journalières) enregistrées par la station climatique FUL2 à 2500 m pendant la période août 2004 – août 2005.

Dans cette série de données, l'hiver 2004-2005 (cf. fig. 20), durant lequel les mini-loggers UTL-1 ont fonctionné et la plupart des mesures BTS ont été prises, a été le plus favorable au pergélisol. Cela pour deux raisons. D'une part, cet hiver a été le plus froid, avec une moyenne mensuelle de la température de l'air de février de -11.9°C . Cette vague de froid a été précédée, en janvier, d'une première vague de froid importante. D'autre part, la mise en place d'un manteau neigeux épais ($> 80\text{-}100\text{ cm}$) et stable a été tardive. Les autres hivers ont pu compter sur un bon isolement du terrain à partir de décembre déjà. Seulement à partir de la mi-janvier 2005, le sous-sol a été mieux isolé des conditions atmosphériques (114 cm en janvier et 213 cm en février). Pourtant, la suite de ce travail montrera que, suivant les cas, cette isolation n'a été que peu efficace (p. ex. 5.3.2.2) même en présence d'une couche de neige supérieure à 200 cm. Par rapport aux autres hivers, en 2004-2005 se sont donc manifestées des conditions propices au sur-refroidissement du sol en début d'hiver : peu de neige et températures de l'air fortement négatives. Les hivers 2001-2002 et 2005-2006 montrent globalement les mêmes caractéristiques, bien que la température de l'air ait été plus élevée. A l'inverse, l'hiver 2002-2003 semble avoir été le moins favorable en raison du fort enneigement précoce en début d'hiver, bien que les températures aient été fortement négatives. En 2004-2005, de fortes chutes de neige en fin d'hiver ont permis de renforcer

l'isolation du terrain. Ce manteau neigeux, bien que relativement mince par rapport aux autres hivers, s'est maintenu quand même jusqu'à fin juin en raison des températures printanières de l'air relativement faibles. Une couche de neige de plus de 80 cm était encore présente à la mi-juin à l'emplacement de la station climatique FUL2. Les versants étudiés étant souvent moins exposés au soleil que la station climatique, le manteau neigeux est resté sur ces pentes pendant une plus grande partie de l'été.

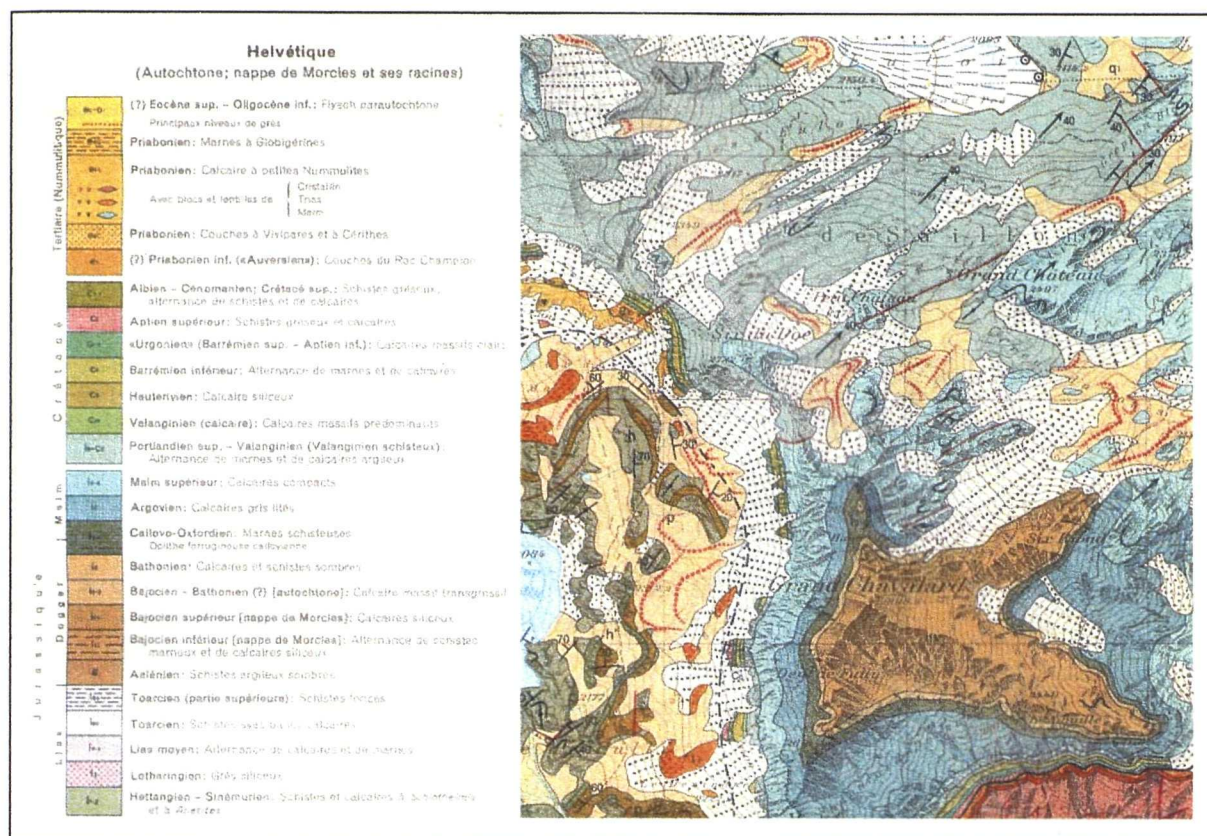
Le bilan thermique annuel de 2004-2005 n'a pu qu'être extrêmement favorable au développement et/ou au maintien du pergélisol. Cette étude a donc bénéficié d'une année exceptionnelle – sur la série de données disponibles – pour la mise en évidence de certains phénomènes (p.ex. les systèmes de ventilation).

4.3 Cadre géologique

La région étudiée se situe dans la nappe de Morcles et plus précisément dans son flanc inverse. Cette nappe fait partie du domaine Helvétique et s'enracine sur le massif du Mont Blanc.

Le sommet du Grand Chavalard repose sur le socle permo-carbonifère affleurant à l'ouest du massif, dans la région des Lacs de Fully (574'000/114'000). A la base du Grand Chavalard affleurent partiellement les niveaux peu épais du Crétacé, alternant des séries de calcaires massifs (faciès « Urgonien » du Barrémien supérieur) et des séries plus gréseuses ou marneuses. La lithologie de l'ensemble du terrain est caractérisée par des alternances de calcaires massifs et de calcaires schisteux friables (BADOUX, 1972 ; PHILLIPS & REYNARD, 1996). L'extrait de l'Atlas géologique de la Suisse de la région du Grand Chavalard (cf. carte 3) illustre la lithologie du secteur étudié.

La base du terrain est constituée de roches appartenant au Crétacé. Les calcaires massifs de l'« Urgonien », qui comprend le Barrémien supérieur et l'Aptien inférieur, pour une épaisseur totale de 80 à 100 m, sont surmontés d'une alternance de marnes et de calcaires spathiques du Barrémien inférieur qui mesurent 30 m environ. Dessus repose la couche de calcaire siliceux de l'Hauterivien d'une épaisseur de 100 m. Le Valanginien calcaire est composé d'une alternance de marnes et de calcaires en gros bancs d'une épaisseur de 50 m environ. Sur ces derniers on rencontre le Valanginien schisteux et le Portlandien supérieur qui, sur une épaisseur difficilement évaluable entre 100 et 250 m, sont formés d'une alternance de marnes noires et de calcaires argileux sombres en petits bancs. Dans ce faciès schisteux est inclus le Berriasien. On quitte le Crétacé et on rentre dans le Jurassique avec le calcaire compact du Malm supérieur qui mesure 200 à 300 m et détermine généralement de hautes parois verticales gris-clair. Dessus, l'Argovien est formé essentiellement de calcaires grumeleux en bancs réguliers de 30 cm. Des délits plus marneux séparent les bancs. Le Malm supérieur et l'Argovien constituent l'ossature de la nappe de Morcles. Finalement, l'Oxfordien formé de marnes schisteuses et de rares et minces bancs de calcaire siliceux, et le Dogger constitué de schistes marneux et calcaires siliceux, constituent uniquement le sommet du Grand Chavalard.



Carte 3 : Extrait de l'Atlas géologique de la Suisse 1 : 25'000 (BADOUX et al., 1971) : région du Grand Chavalard.

En règle générale, cette unité tectonique livre des reliefs à hautes parois verticales (lorsque il s'agit des calcaires compacts du Malm supérieur) sous lesquelles se forment des éboulis formés de blocs anguleux de taille moyenne à grande. De plus, ces barres massives ne sont guère propices au développement de cirques glaciaires et les glaciers y ont été par conséquent petits, voire absents, laissant ces terrains sous l'influence des phénomènes périglaciaires (SCHOENECH, 1992).

La principale zone karstique du terrain d'étude est le lapiaz du Grand Château (PERRIN, 1996). Il s'agit d'un karst haut alpin à la végétation très limitée. En effet, les calcaires compacts du Malm supérieur caractérisant l'ensemble du Grand Château sont une formation très karstifiable. Les marnes et les calcaires argileux du Berriasien ne présentent des indices karstiques que dans le haut de la série. Le Valanginien calcaire est un niveau très karstifiable, alors que les calcaires de l'Hauteriviens le sont moins étant donné leur teneur élevée en silice. L'ensemble des lithologies étant karstifiables, il est normal que la région semble apparemment sèche (PERRIN, 1996).

4.3.1 Charmettes et La Basse

Ces deux cirques, constitués d'éboulis au pied desquels se sont développés deux glaciers rocheux de taille imposante (cf. 5.2, 5.5), sont composés des mêmes successions lithologiques. Les parois surmontant les éboulis sont formées de calcaires compacts du Malm supérieur et d'une alternance de marnes noires et de calcaires argileux sombres

appartenant au Valanginien schisteux. Les calcaires compacts du Malm supérieur livrent de hautes parois verticales desquelles se détache une abondance de blocs et cailloux. Cette richesse en matériaux est d'ailleurs responsable du développement des glaciers rocheux. Les marnes et les calcaires argileux donnent, par contre, des éléments de taille inférieure qui comblent partiellement les vides interstitiels entre les blocs plus grossiers (cf. 5.2.3). Le Valanginien schisteux est pourtant peu représenté dans ce secteur dominé par les roches du Malm supérieur. Une faille, orientée E-W, est présente aux racines W du glacier rocheux de La Basse.

4.3.2 Couloir du Chavalard

Le côté N de cet éboulis imposant est constitué d'un mélange de calcaires compacts du Malm supérieur, de calcaires lités de l'Argovien et de marnes schisteuses de l'Oxfordien. La partie S est formée pour la plupart de calcaires siliceux du Dogger. Il en résulte une différence remarquable de la granulométrie du dépôt : au N, les marnes schisteuses livrent une fraction importante de matériaux fins qui remplissent presque entièrement les vides interstitiels, tandis qu'au S le matériel est beaucoup plus grossier et les vides entre les blocs fréquents (cf. 5.4).

4.3.3 Creux du Bouis, Grand Château et Petit Château

Ces éboulis sont composés uniquement de calcaires compacts du Malm supérieur. Les cailloux sont assez grossiers (150-200 mm) dans le bas des versants et les vides d'air importants (cf. 5.3.3) alors que les graviers dominent en haut des pentes.

4.3.4 Col du Fenestral et Blettes d'Euloi

Il s'agit de deux éboulis composés presque entièrement d'une alternance de marnes et de calcaires argileux. Les calcaires compacts du Malm supérieur affleurant uniquement sur les sommets du Tita Séri et du Six du Doe font leur apparition sporadique sur le talus du Col du Fenestral, alors qu'ils sont beaucoup plus fréquents sur celui des Blettes d'Euloi. Le matériel qui compose l'éboulis du Col du Fenestral est très fin car les marnes et les calcaires argileux d'âge Berriasien sont débités en fines plaquettes par la gélifraction (PERRIN, 1996). Il en résulte un comblement important des vides interstitiels (cf. 5.8.2.3). Au contraire, l'éboulis des Blettes d'Euloi est formé de matériaux plus grossiers et les vides entre les blocs sont fréquents.

4.4 Cadre géomorphologique

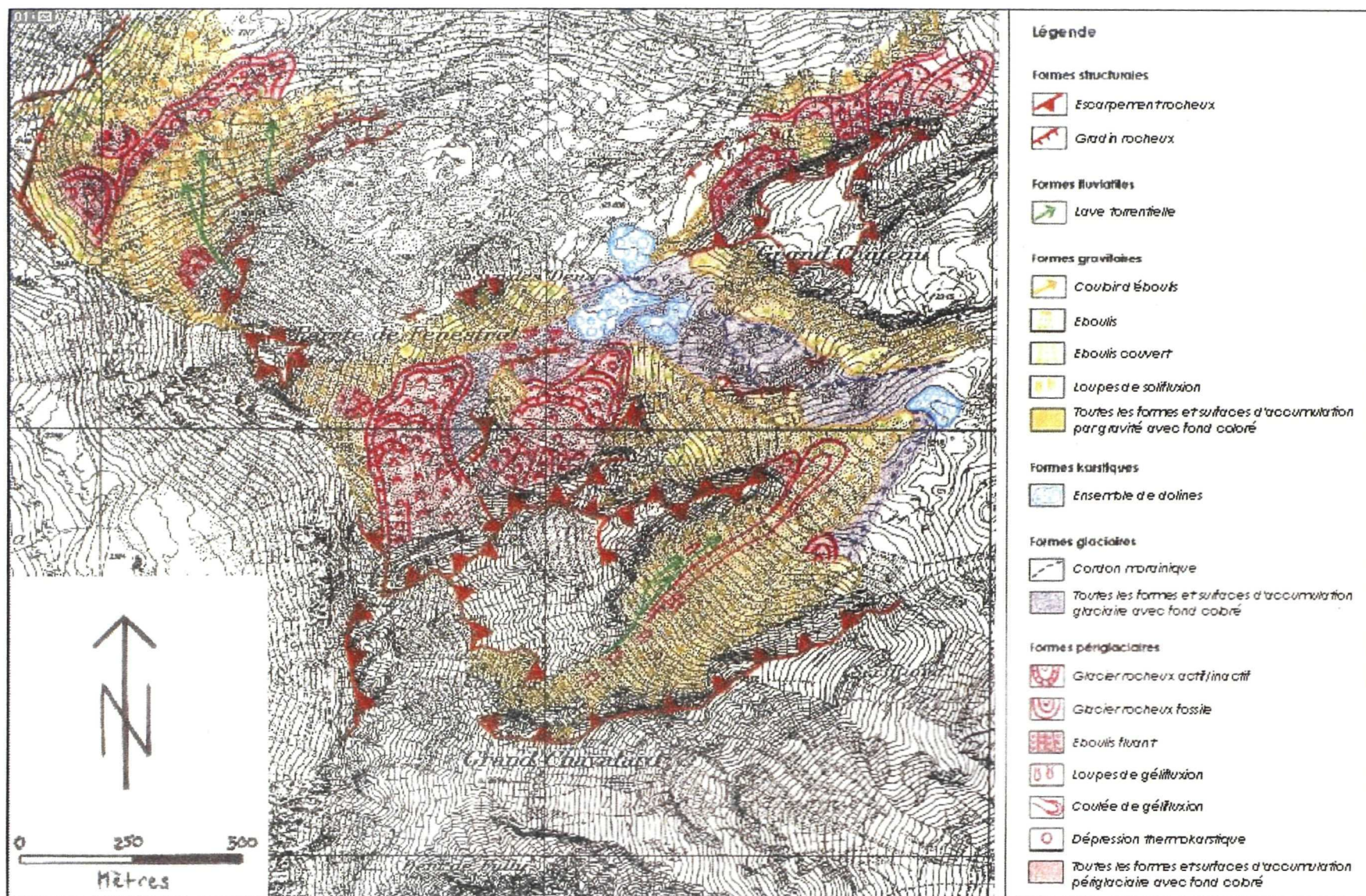
Au premier abord, la caractéristique la plus marquante du relief est la présence de hautes parois verticales constituant le Grand Château, la paroi N du Grand Chavalard et les sommets du Petit Château, du Six du Doe et du Tita Séri. Sous ces parois, de nombreux éboulis se développent, recouvrant ainsi les couches géologiques. Moins évidents, à l'exception de ceux des Charmettes, de La Basse et du Col du Fenestral, sont les glaciers

rocheux (de taille et d'un degré d'activité différents) qui, parsemées ici et là à la base des éboulis, constituent quand même une partie relativement grande du terrain.

La carte géomorphologique (cf. carte 4) a été réalisée pendant l'été 2004 et constitue le premier approche du terrain étudié. Pour cette raison, les formes cartographiées, ainsi que les processus retenus responsables de leur mise en place, peuvent ne pas correspondre à l'analyse des résultats provenant des méthodes de mesure utilisées seulement en un deuxième temps.

L'analyse micro-géomorphologique relative à chaque éboulis étudié est proposée au début de chaque étude de cas présentée dans le chapitre suivant (cf. 5.2 à 5.9).

Carte 4 : Carte géomorphologique de la région du Grand Chavalard (Levé : Kim Pieracci).



5. ANALYSE DES RESULTATS

Ce chapitre constitue le cœur de ce travail. Les résultats obtenus lors des campagnes de mesure menées pendant les étés 2004 et 2005 et l'hiver 2004-2005 sont présentés site par site, éboulis par éboulis. Dans un premier temps, les sondages géoélectriques paramétriques sont présentés (5.1). Ensuite, pour chaque éboulis étudié (5.2 à 5.9), une section introductive sur la présentation des mesures effectuées est suivie des résultats obtenus et de l'interprétation de ces données.

5.1 Sondages géoélectriques paramétriques

Les mesures de résistivité géoélectrique effectuées sur les éboulis étudiés doivent pouvoir être comparées à une réalité connue. Ainsi, des sondages géoélectriques paramétriques sont réalisés là où la nature du sous-sol est (supposée) connue : dans la roche en place et dans un éboulis caractérisés par l'absence de pergélisol. Cette manière d'agir permet de connaître la résistivité propre à la roche qui constitue l'ensemble du terrain et aux formations sédimentaires de pente qu'elle engendre. L'interprétation des sondages effectués sur les pentes étudiées se fait à la lumière de ces données paramétriques.

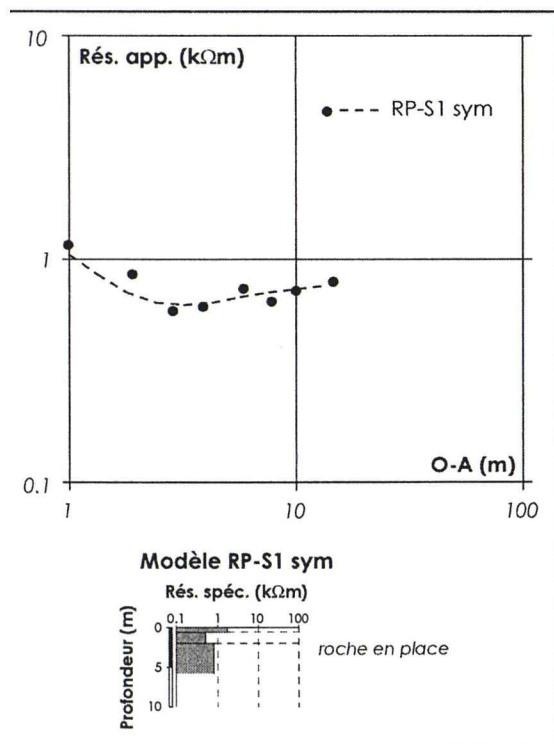


Fig. 21 : Sondage paramétrique RP-S1 réalisé sur un affleurement de roche en place.

Le sondage RP-S1 (cf. fig. 21) a été effectué entre les glaciers rocheux des Charmettes et de La Basse sur un affleurement de roche en place.

La branche symétrique du dispositif montre des résistivités spécifiques comprises entre 0.5 et 1.5 kΩm. Il s'agit de la résistivité spécifique des marnes et calcaires argileux du Valanginien supérieur qui constituent une grande partie du terrain d'étude.

Pour ce qui est de la résistivité des formations sédimentaires de pente composées de ces roches, un sondage géoélectrique horizontal PC-S1 a été effectué sur l'éboulis du Petit Château. Son analyse est présentée dans le chapitre 5.6.2.1. On remarquera ici, en

anticipant l'interprétation de PC-S1, que les valeurs de résistivité plus élevées dans l'éboulis, par rapport à celles mesurées dans la roche en place, sont associables à l'augmentation des vides d'air – non conducteurs – entre les éléments rocheux. Ainsi, il est raisonnable de s'attendre à ce que les résistivités soient plus élevées dans des éboulis constitués de calcaires compacts du Malm supérieur que dans les éboulis plus schisteux. Ces derniers livrent, en effet, des éléments de taille inférieure (forte proportion d'éléments fins) qui engendrent une diminution de la porosité.

5.2 Charmettes

5.2.1 Caractéristiques géomorphologiques

L'éboulis des Charmettes (cf. photo 5) se développe entre 2480 et 2610 m sur une largeur d'environ 300 m et est entouré par un cirque constitué de hautes parois calcaires du Malm supérieur et de marnes noires et de calcaires argileux sombres appartenant au Valanginien schisteux (cf. 4.3.1). Il se prolonge vers l'aval en un glacier rocheux imposant.

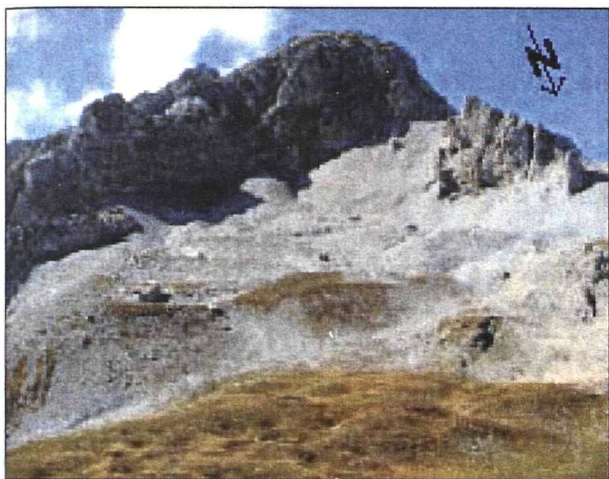


Photo 5 : Eboulis des Charmettes (Photo : Kim Pieracci).

Ce dernier est constitué d'une succession de quatre bourrelets de fluage concaves vers l'aval et parsemés de végétation et de dolines thermokarstiques. Ce secteur est inactif, voire fossile. Le bourrelet frontal est très développé et son front se termine au NE sur des dépôts morainiques végétalisés et caractérisés par un grand nombre de dolines thermokarstiques. A l'E, le front s'éboulise vers le Creux du Bouis. A 2440 m

environ, le cinquième et dernier bourrelet – le plus élevé – est constitué d'un front plus raide que les autres et de matériaux fins mélangés à des blocs et des galets de taille décimétrique (cf. photo 6). La végétation, ainsi que les dépressions thermokarstiques, sont absentes. Ce secteur est probablement encore actif et se situe à l'avant de l'éboulis étudié.

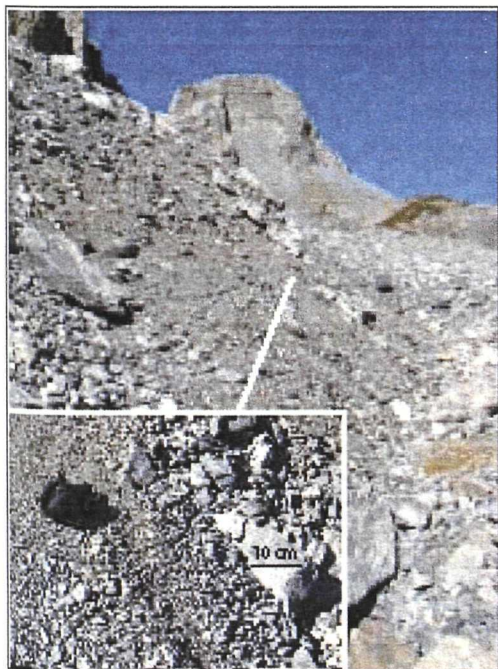


Photo 6 : Front (et détail du front) du bourrelet supérieur du glacier rocheux des Charmettes (Photo : Kim Pieracci).

Alors que la pente est très forte dans le secteur entier, la forme de l'éboulis est hétérogène. A l'E, sous la paroi N du Grand Chavalard, le profil de l'éboulis est assez rectiligne et le matériel plutôt fin (taille centimétrique à décimétrique). Cette zone se prolonge à l'aval par la crête qui constitue la limite E du complexe éboulis-glacier rocheux. Une dizaine de mètres plus à l'W, un cône bombé – nommé par la suite « éboulis bombé » – constitué de matériaux fins et pas triés se termine sur le replat derrière le dernier bourrelet du glacier rocheux. Encore plus à l'W, l'éboulis reprend un profil plus rectiligne et le granoclassement est plus évident. Le matériel est très fin dans la partie supérieure (taille millimétrique à centimétrique), moyenne dans la partie médiane

(centimétrique à décimétrique) et assez grossier à sa base (décimétrique à métrique). Le versant est régularisé, au sommet, au centre de ce secteur de l'éboulis. Cette partie est nommée par la suite « éboulis central ». La limite W de ce complexe d'éboulis est

caractérisée par trois petits cônes coalescents et granoclassés se terminant sur le replat et se prolongeant en une crête qui constitue la limite W du complexe éboulis-glacier rocheux. A cause des hautes parois qui entourent la totalité de l'éboulis et de l'exposition NE du versant, l'effet d'ombre doit être important.

L'éboulis des Charmettes se situe en dessus de la limite inférieure du pergélisol discontinu, calculée à 2300 m pour l'exposition NE dans les Hautes Alpes Calcaires par PHILLIPS & REYNARD (1996).

5.2.2 Mesures effectuées, résultats obtenus et interprétation

Cet éboulis a fait l'objet d'une campagne géoélectrique pendant l'été 2004. **Un premier sondage vertical** sur l'éboulis central a été suivi de **quatre trainés horizontaux** couvrant la presque totalité du secteur. Ensuite une **excavation manuelle** a été entreprise entre l'éboulis bombé et l'éboulis central dans la partie inférieure de la pente. **Trois mini-loggers UTL-1** ont été placés sur un profil vertical dans l'éboulis central de septembre 2004 à fin juillet 2005. Des **mesures BTS** couvrant la presque totalité de l'éboulis ont été entreprises pendant le mois de mars 2005. L'été 2005, dans la partie médiane de l'éboulis central, un prélèvement de matériel a été effectué – dans le but d'**une analyse granulométrique** – et **un profil de sismique-réfraction** réalisé.

5.2.2.1 Propriétés électriques de l'éboulis

Le sondage Ch-S1 (cf. fig. 22 et fig. 23) a été réalisé verticalement, dans le sens de la pente, sur l'éboulis central. Il en ressort une différence évidente entre la partie amont et la partie aval de l'éboulis, caractérisée par une augmentation des résistivités vers le pied de la pente. A l'amont, un premier niveau de 2 m d'épaisseur et d'une résistivité de 39 kΩm surmonte un niveau plus épais d'une profondeur de 7 m affichant une résistivité de 500 kΩm. Sous ces sédiments, mesurant 9 m au total, un dernier niveau d'une résistivité de 10 kΩm est mis en évidence par la branche amont du sondage. La branche aval repère un premier niveau de 3 m, d'une résistivité de 60 kΩm, surmontant un niveau de 16 m d'épaisseur et d'une résistivité de 670 kΩm. Le niveau basal de l'éboulis, sous 19 m de sédiments, présente une résistivité de 20 kΩm.

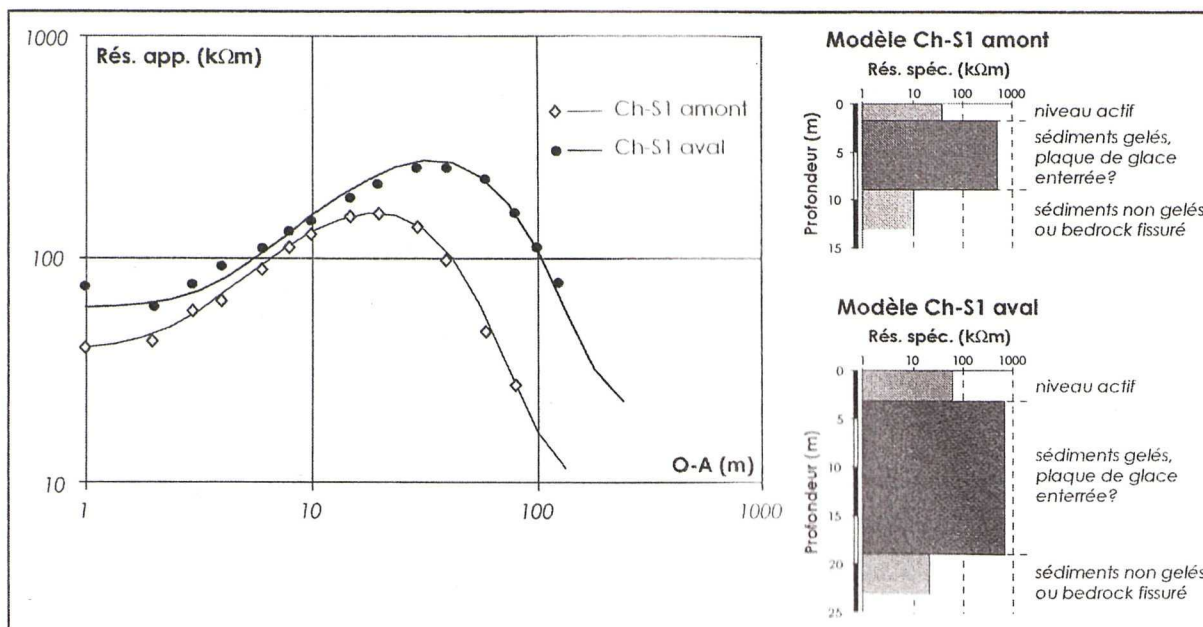


Fig. 22 : Sondage Ch-S1 réalisé sur l'éboulis des Charmettes.

Les quatre traînées ont été réalisées horizontalement dans la pente (cf. fig. 23) selon un écartement inter-électrodes de 15 m, ce qui permet une investigation des résistivités à une profondeur de 7-10 m environ (cf. 3.2.3.1), en l'occurrence au cœur du niveau présentant les résistivités les plus élevées. Ces quatre traînées reflètent la tendance des résistivités à augmenter vers l'aval, comme le montre le sondage Ch-S1. Ce phénomène se remarque pourtant, pour ce qui est de l'éboulis central et de l'éboulis bombé, seulement jusqu'à la hauteur de Ch-T3. Ce dernier se situe encore dans l'éboulis, en pied de pente, alors que Ch-T4 a été réalisé sur le replat constituant les racines du glacier rocheux. Néanmoins, l'extrémité W de Ch-T4 traverse le pied de pente des trois cônes coalescents situés à l'W du secteur et la tendance à l'augmentation des résistivités en direction de l'aval s'affiche à nouveau dans ce secteur. Les résistivités mesurées en pied de pente sont de l'ordre de 200-300 kΩm le plus souvent, parfois de 100-200 kΩm. Dans la zone médiane elles descendent à 100-200 kΩm, alors que le secteur sommital affiche des valeurs de 70-100 kΩm avec des pointes minimales à 35-70 kΩm.

Horizontalement, la distribution des résistivités reflète bien la morphologie de la totalité du secteur. Les résistivités inférieures à 35 kΩm se situent en dehors des formations sédimentaires, là où les éboulis s'amincissent et le bedrock est plus proche de la surface.

Un autre critère d'analyse de la répartition des résistivités consiste à considérer séparément les différents éboulis constituant le secteur des Charmettes. Il en ressort que l'éboulis bombé est généralement plus résistant que l'éboulis central. Cette différence est légère, mais sensible, surtout en pied de pente.

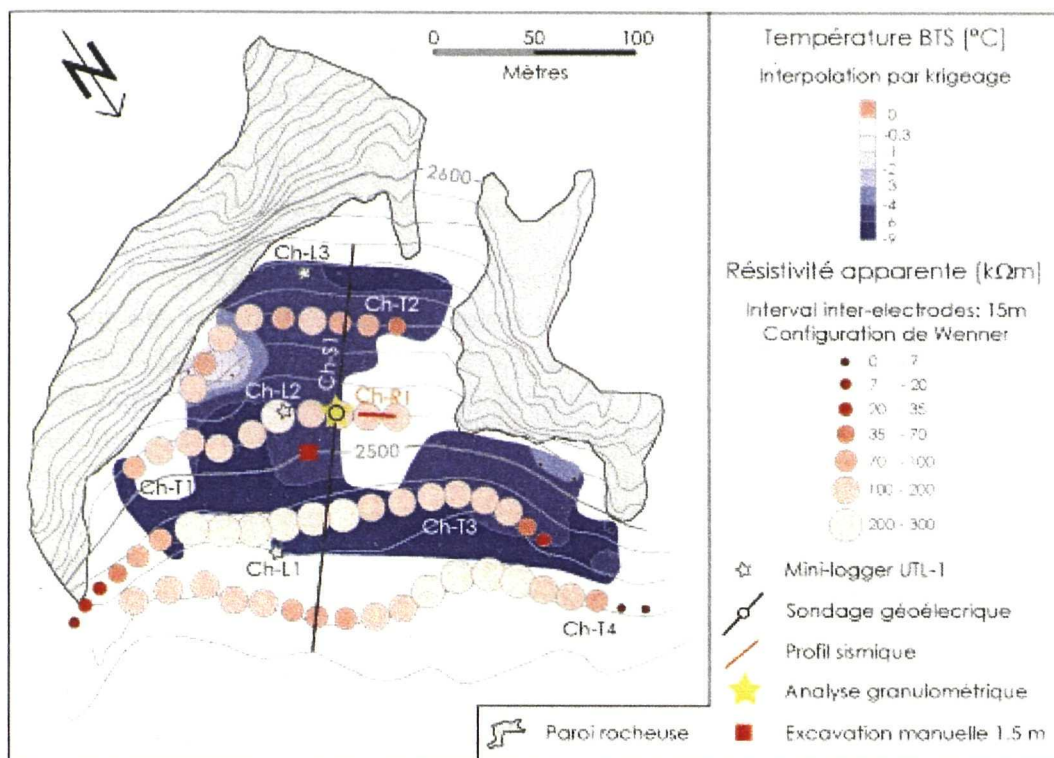


Fig. 23 : Résistivités apparentes mesurées sur l'éboulis des Charmettes, interpolation par krigeage simple de 74 mesures BTS relevées le 10.03.2005, emplacements des mini-loggers UTL-1, du sondage Ch-S1, du profil sismique Ch-R1, de l'échantillon Ch-G1 pour l'analyse granulométrique et de l'excavation manuelle.

En des termes géomorphologiques, les résistivités mesurées par le sondage et par les traînées montrent clairement que l'éboulis est occupé par un pergélisol sur la presque totalité du secteur. La courbe en forme de cloche correspond tout à fait à ce qui a été mesuré dans d'autres sites où la présence de pergélisol, et de glace, a été attesté par des forages et des excavations (cf. p.ex. LAMBIEL, 2006). Les résistivités mesurées dans le deuxième niveau, constituant la partie la plus épaisse des éboulis, indiquent qu'il s'agit probablement d'un pergélisol à forte teneur en glace (cf. fig. 12), voire d'une plaque de glace enterrée au fil du temps sous les sédiments provenant des hautes parois du cirque. Cette plaque de glace occuperait également les secteurs sommitaux. L'origine d'une telle situation pourrait se trouver dans les importants apports de neige par le vent au sommet de l'éboulis central qui n'est pas protégé par des parois. Cette surabondance de neige, protégée du rayonnement solaire par les hautes parois du cirque, aurait pu se maintenir au cours des étés sous l'influence d'un climat plus sévère (Petit Age Glaciaire ?, LAMBIEL, 2006) et former des névés permanents. Petit à petit, ces névés se seraient transformés en plaques de glace que les sédiments auraient recouvertes par la suite, les protégeant des conditions atmosphériques plus douces des dernières décennies.

Au niveau de la couche active, les résistivités sont de l'ordre de celles qui ont été mesurées dans l'éboulis du Petit Château, qui a été choisi comme éboulis de référence pour des formations sans pergélisol. Les valeurs plus élevées en pied de pente sont à mettre en relation avec la porosité plus élevée, engendrée par une granulométrie plus grossière, par rapport à la partie supérieure du versant. Les blocs étant plus gros, les espaces interstitiels non conducteurs le sont également.

Le troisième niveau affiche des résistivités dix à vingt fois plus élevées que celle mesurées dans la roche en place. Ceci pourrait indiquer que la prospection par le sondage n'a pas atteint le bedrock et qu'on se trouve donc encore dans une portion d'éboulis caractérisée par l'absence de glace. Autrement, bien que la base de l'éboulis ait été gagnée, il est possible que le bedrock soit très poreux en raison des cavités karstiques souterraines.

Quant à la répartition différente des résistivités, notamment à la différence amont-aval, elle a souvent été expliquée, dans d'autres études (DELALOYE & REYNARD, 2001 ; DELALOYE, 2004 ; DELALOYE & LAMBIEL, 2005a ; DORTHE *et al.*, 2005 ; LAMBIEL, 2006), par l'existence du processus de ventilation interne à l'éboulis (cf. 2.3.3) ou par la redistribution de la neige par les avalanches (HAEBERLI, 1975) qui créent les conditions favorables à la présence de pergélisol dans la partie inférieure de la pente principalement. Dans ce cas d'étude, il est impossible à ce stade de l'analyse des données de se prononcer sur cette question. Seulement l'analyse des propriétés thermiques de l'éboulis peut renseigner sur ce domaine. Quoiqu'il en soit, la géoélectrique met en évidence l'existence d'une forte teneur en glace dans l'ensemble de l'éboulis. Cette configuration ne devrait pas permettre, a priori, une circulation d'air en raison de la porosité réduite de la formation.

5.2.2.2 Propriétés thermiques de l'éboulis

Deux différents types de mesures thermiques ont été effectuées sur l'éboulis des Charmettes. D'une part, trois mini-loggers UTL-1 ont été placés dans la pente de fin septembre 2004 à fin juillet 2005 et, d'autre part, une journée de mesures BTS a été réalisée le 10 mars 2005.

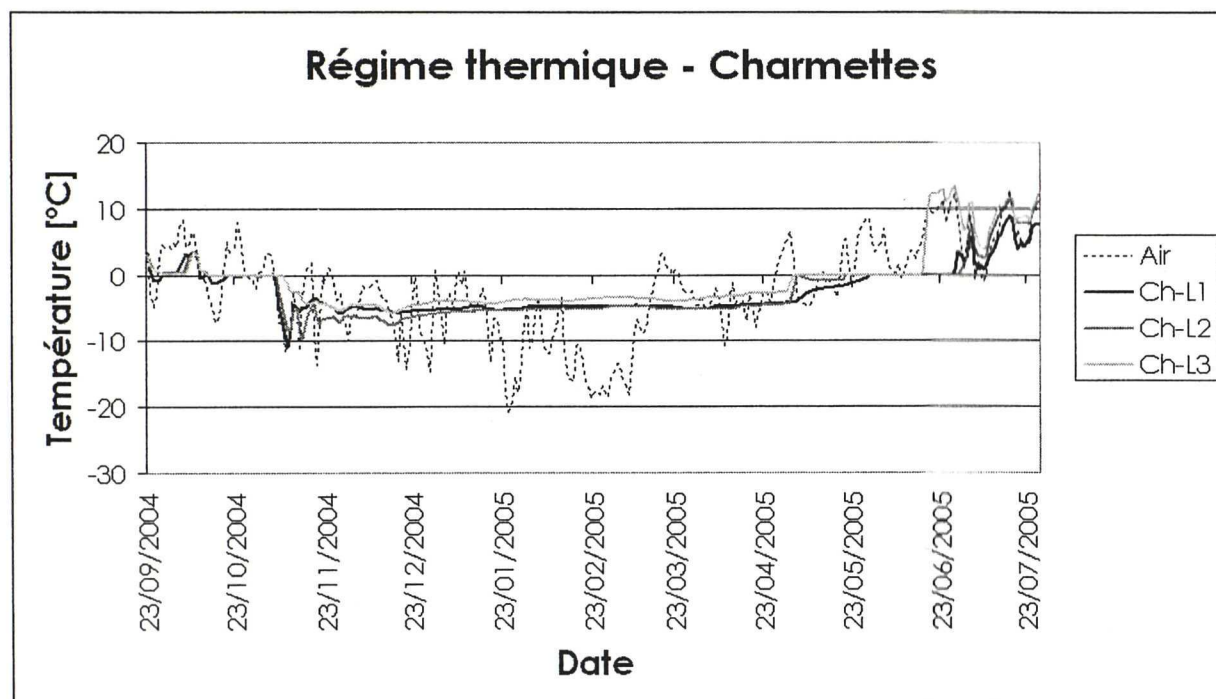


Fig. 24: Régime thermique de surface enregistré sur l'éboulis des Charmettes entre septembre 2004 et août 2005.

Les trois mini-loggers ont été placés selon un profil longitudinal dans le sens de la pente (cf. fig. 23) : Ch-L1 dans la partie inférieure du versant, Ch-L2 dans la partie médiane et,

finalement, Ch-L3 au sommet de l'éboulis. D'après la fig. 24, Ch-L1 et Ch-L2 montrent des régimes thermiques de surface pratiquement identiques. Entre janvier et fin avril, ils enregistrent des températures stables à -5°C , tandis que Ch-L3 oscille – très faiblement – entre -4 et -2.5°C . Dans le haut du versant, lors des vagues de froid de janvier et février, Ch-L3 tend à enregistrer de légères augmentations de température. Ce comportement pourrait-il suggérer l'existence d'un système de ventilation en profondeur dans cet éboulis ? Les indices sont peu nombreux. Notamment, il n'existe aucun refroidissement en pied de pente. Néanmoins, il est possible d'envisager de faibles échanges advectifs qui concerneraient la seule couche active (ou convectifs dans la mesure où des « bulles » d'air, stockées à la base de la couche active, s'envoleraient vers le haut à travers ce niveau poreux). La stabilité extrême des températures largement négatives au sein de cet éboulis dans la période hivernale indique qu'un pergélisol occupe certainement le sous-sol.

Les mesures BTS sont globalement comprises entre -4 et -6°C en pied de versant alors qu'elles oscillent entre -3 et -4°C dans la partie supérieure de l'éboulis. Un seul secteur met en évidence une anomalie par rapport à cette situation. Au sommet de l'éboulis bombé, en l'espace de 20 m les températures montent de -6 à -1°C près de la paroi. S'agirait-il d'un système de ventilation profond ? En raison de l'importante quantité de glace mise en évidence par la géoélectrique, cette hypothèse est peu probable. A la lumière des enregistrements en continu, ce comportement thermique semble être dû à des échanges advectifs (ou convectifs) restreints à la couche active et spatialement isolés.

5.2.2.3 Propriétés sismiques et granulométriques de l'éboulis

Le profil de sismique-réfraction Ch-R1 a été effectué une dizaine de mètres à l'W du centre du sondage géoélectrique Ch-S1. La dromochronique obtenue montre le temps écoulé entre les chocs et l'arrivée des ondes sismiques aux géophones à différentes distances (cf. fig. 25).

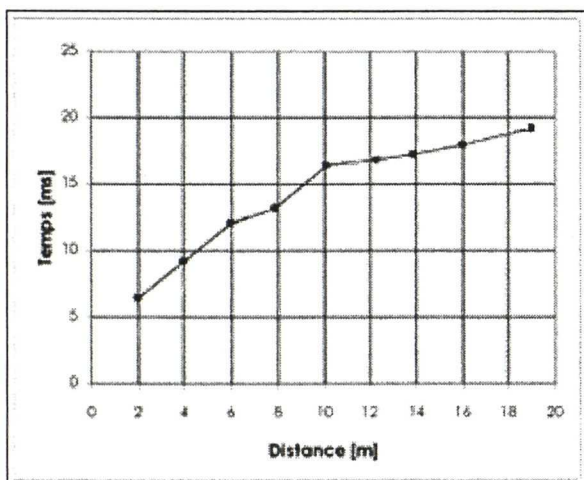


Fig. 25: Profil de sismique-réfraction Ch-R1 réalisé au même emplacement que Ch-S1.

Deux segments distincts apparaissent clairement. Le premier, correspondant à la couche de surface, donne une vitesse de propagation des ondes d'environ 540 m/s. La deuxième couche, plus profonde, montre une vitesse de propagation des ondes d'environ 3100 m/s. D'après le tab. 3, la première couche correspondrait à un éboulis grossier sec et la deuxième couche à du pergélisol ou à de la roche en place fortement fracturée.

Or, d'après les résistivités mesurées, cette deuxième couche ne peut qu'être interprétée comme du pergélisol. En effet, dans le cas d'une forte porosité, les vitesses sismiques auraient été lentes. L'épaisseur de la couche active est de 3.6 m d'après les calculs. Ce résultat confirme assez bien ce qui a été mesuré par la géoélectrique. En effet, l'épaisseur de la couche active est estimée à 2-3 m par le sondage Ch-S1.

L'étude granulométrique a été réalisée sur un échantillon Ch-G1 prélevé sous les 20 premiers centimètres de sédiments à l'emplacement de Ch-S1. L'aspect de l'échantillon correspond à ce qui est montré par la photo 7.



Photo 7 : Aspect des 30 cm de surface de l'éboulis des Charmettes à l'emplacement de Ch-S1 (Photo : Christophe Lambiel).

D'après les mesures de laboratoire, la porosité de l'échantillon correspond au 45% du volume total¹². Or, il ne s'agit bien sûr pas de la porosité caractéristique de toute la masse de débris constituant ce grand éboulis. La porosité devrait logiquement diminuer avec la profondeur en raison du lavage des fines. Par

contre, ce relevé permet de comparer la porosité du niveau de surface de différents éboulis et de mettre en évidence les relations que la granulométrie entretient avec la résistivité.

L'observation visuelle de l'échantillon noyé dans l'eau (après quelques jours de décantation) permet de constater l'absence presque totale de limons et argiles en suspension (cf. photo 8).

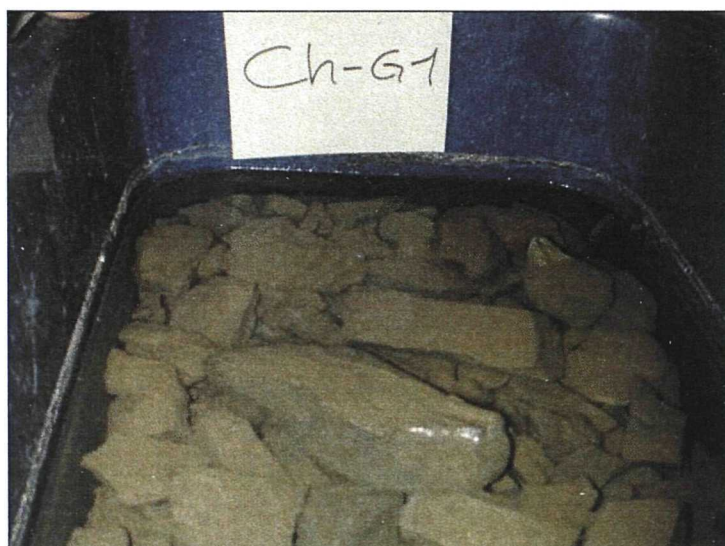


Photo 8 : Echantillon Ch-G1 noyé dans l'eau depuis quelques jours (Photo : Kim Pieracci).

Cette observation colle parfaitement aux caractéristiques de la lithologie qui constitue cet éboulis (cf. 4.3.1). A titre de comparaison, les échantillons ont été secoués afin de remettre en suspension les limons et argiles, puis photographiés (cf. photo 9). Une deuxième

¹² Echantillon sec dans le seau: 17.64 kg ; Echantillon dans le seau rempli d'eau : 23.24 kg ; Eau ajoutée : 5.60 dm³ ; Volume du seau : 12.34 dm³.

observation de l'échantillon a été répétée quinze minutes plus tard (cf. photo 10).

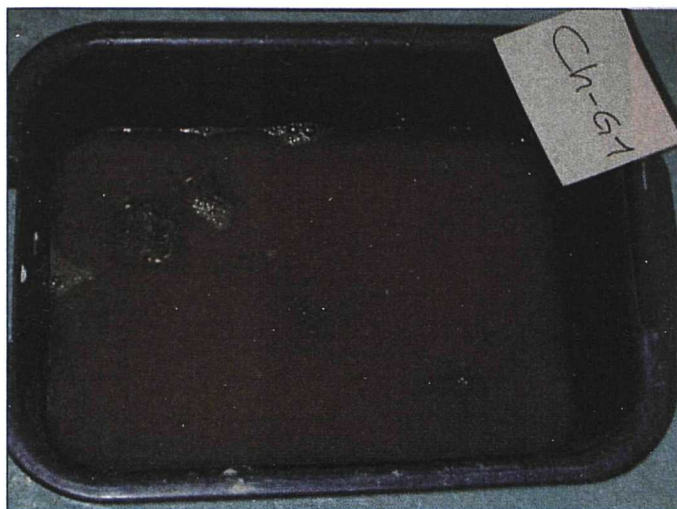


Photo 9 : Echantillon Ch-G1 juste après avoir été secoué (Photo : Kim Pieracci).

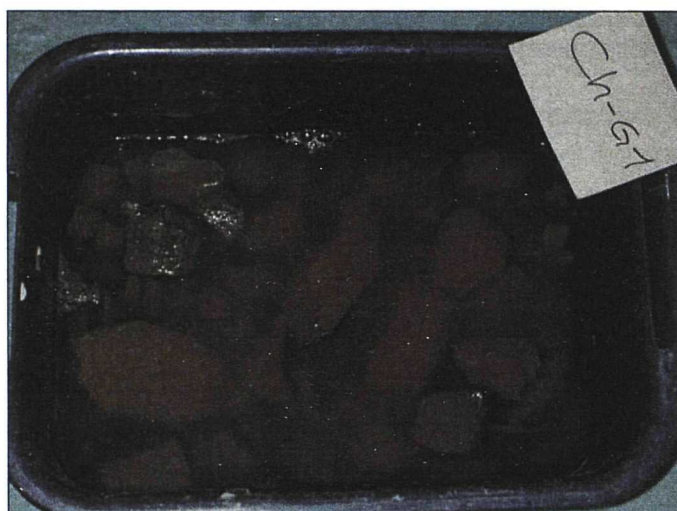


Photo 10 : Echantillon Ch-G1 quinze minutes après avoir été secoué (Photo : Kim Pieracci).

Ces deux derniers clichés doivent être comparés à ceux réalisés sur les échantillons provenant des éboulis du Creux du Bouis (cf. 5.3.2.3) et du Col du Fenestral (cf. 5.8.2.3). L'observation visuelle de la faible proportion de fines en suspension (eau relativement claire) aux Charmettes (et au Creux du Bouis), par rapport au cas du Col du Fenestral (eau trouble), est également flagrante.

5.2.2.4 Autres observations

Au courant du mois d'août 2004, lors de la campagne de mesures géoélectriques, une excavation manuelle a été effectuée dans le talweg entre l'éboulis bombé et l'éboulis central, là où le bruit indiquait que de l'eau s'écoulait à faible profondeur. Sous une couche de 1.5 m de blocs, cailloux et graviers, l'eau a enfin été perçue. Une fine lame d'eau s'écoulait sur de la glace (cf. photo 11).



Photo 11 : Glace (probablement pergélisol) aperçue à 1.5 m de profondeur dans une excavation manuelle réalisée entre l'éboulis bombé et l'éboulis central en août 2004 (Photo : Kim Pieracci).

Cette observation confirme les résultats obtenus par la géoélectrique et la sismique-réfraction qui ont mis en évidence une couche active épaisse d'environ 2-3 m dans le secteur aval, sous laquelle s'étalent de grandes quantités de glace réduisant la porosité de la formation (l'eau s'écoule donc sur le toit du pergélisol). Il est possible que la couche active ne soit pas homogène sur toute la largeur de l'éboulis ; ainsi, en l'espace de quelques mètres, elle peut voir son épaisseur changer de manière importante.

D'autres observations ont été effectuées lors des fréquentes visites sur le terrain. Ainsi, le 23 juin 2005, des fenêtres de déneigement précoce ont été photographiées à différents endroits de cet éboulis. Les plus évidentes concernent le secteur W occupé par trois petits cônes. La partie supérieure de ces éboulis est presque complètement déneigée alors qu'il subsiste encore une quantité de neige relativement importante en pied de pente (cf. photo 12).



Photo 12 : Fenêtres de déneigement précoce observées sur la partie supérieure des trois petits cônes à l'W de l'éboulis des Charmettes en juin 2005 (Photo : Kim Pieracci).

Une autre grande fenêtre occupe le secteur supérieur de l'éboulis central (cf. photo 13).



Photo 13 : Fenêtre de déneigement précoce observée dans la partie supérieure de l'éboulis central des Charmettes en juin 2005 (Photo : Kim Pieracci).

Ces observations corroborent, mais seulement en partie, ce qui a été mesuré lors de la campagne BTS. En effet, alors que des températures plus chaudes ont été mesurées dans la partie supérieure des petits cônes du secteur W, les BTS étaient relativement froides dans la partie supérieure de l'éboulis central et sur la partie inférieure de l'éboulis bombé. Ainsi, seulement dans le cas des petits cônes du secteur W, il est possible de penser qu'il s'agit de fenêtres de déneigement précoce ouvertes par l'évacuation d'air « chaud » ($T^{\circ} > 0^{\circ}\text{C}$). Le cas de l'éboulis central semble plutôt correspondre à l'action des avalanches qui redistribuent la neige en pied de versant. Pour ce qui est de l'éboulis bombé, le vent a dû jouer un rôle majeur au cours de l'hiver entier.

5.2.2.5 Synthèse

Le cirque des Charmettes est probablement occupé dans sa totalité par un pergélisol très résistant. La glace doit être présente en grandes quantités et est probablement globalement froide. Cet éboulis ne semble pas affecté par un système de ventilation profond. Par contre des échanges thermiques advectifs (ou convectifs) pourraient exister au sein de la couche active. Les processus principaux fonctionnant au sein de cette accumulation et responsables de la présence de pergélisol semblent être l'enfouissement d'un névé permanent, les échanges conductifs, et l'isolation importante du sous-sol par la neige redistribuée par les avalanches et le vent. Ces conclusions sont attestées par la géoélectrique, par la sismique-réfraction, par des observations directes (excavation) et par les mesures thermiques de surface. Quant aux fenêtres de déneigement précoce observées, elles semblent avoir des origines différentes selon les secteurs de l'éboulis : le vent en est responsable sur le cône bombé, les avalanches sur l'éboulis central et peut-être un système de ventilation dans les petits cônes du secteur W.

5.3 Creux du Bouis

5.3.1 Caractéristiques géomorphologiques

L'éboulis du Creux du Bouis s'étend sur une dénivellation d'environ 300 m, entre 2230 et 2400 m. Sa largeur est de 200 m. D'exposition ENE, une haute paroi constituée de calcaires compacts du Malm supérieur (cf. 4.3.3) longe le cône au S, alors que le sommet s'insère dans un couloir d'éboulis long d'environ 100 m (cf. photo 14).

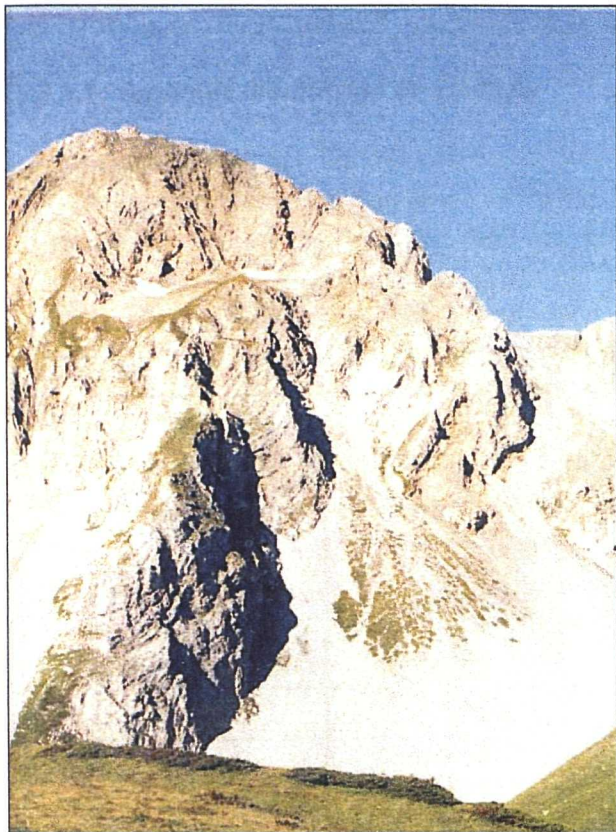


Photo 14 : Eboulis du Creux du Bouis (Photo : Kim Pieracci).

La pente raide de la partie sommitale s'aplanit gentiment vers la base du cône, donnant un aspect concave au profil de cet éboulis. Le pied de pente est caractérisé par la présence d'un bourrelet basal, mesurant 2 m environ, qui disparaît à la limite E du cône. La granulométrie est moyenne à grossière et le granoclassement bien marqué. La taille des éléments rocheux est centimétrique vers l'apex, centimétrique à décimétrique dans la partie médiane et décimétrique dans la partie distale. Les éléments fins occupant la partie supérieure ont permis la formation de taches de végétation bien visibles (cf. photo 15). La partie S de l'éboulis bénéficie d'un important effet d'ombre engendré par la haute paroi qui la domine.



Cet éboulis se situe légèrement en dessous de limite inférieure du pergélisol discontinu, calculée à 2500 m pour l'exposition ENE dans les Hautes Alpes Calcaires par PHILLIPS & REYNARD (1996).

Photo 15 : Végétation dans la partie supérieure de l'éboulis du Creux du Bouis (Photo : Kim Pieracci).

5.3.2 Mesures effectuées, résultats obtenus et interprétation

L'éboulis du Creux du Bouis a été prospecté par la géoélectrique pendant les étés 2004 et 2005. En premier lieu, **un sondage vertical** a été réalisé, suivi par **deux traînés**, un parallèle au sondage et l'autre en diagonale (cf. fig. 27). L'été suivant **un troisième traîné** a été réalisé verticalement dans le secteur qui a fait l'objet de **mesures BTS** en mars 2005. Le régime thermique de l'éboulis a été étudié par **trois mini-loggers UTL-1**, placés sur un profil vertical en pied de pente, en zone médiane et dans la partie supérieure du versant, de septembre 2004 à fin juillet 2005. Un prélèvement de matériaux rocheux a été opéré dans la partie médiane de l'éboulis et a fait l'objet d'une **analyse granulométrique**.

5.3.2.1 Propriétés électriques de l'éboulis

Le sondage CB-S1 (cf. fig. 26) affiche clairement une disparité amont-aval caractérisée par une diminution des résistivités avec l'altitude. Si les résistivités ne dépassent pas 25 k Ω m dans la partie supérieure de l'éboulis, pour les trois niveaux modélisés, elles grimpent jusqu'à 65 k Ω m dans le secteur distal (à une distance OA = 60 m, ce qui ne correspond pas à la base de l'éboulis, celle-ci se trouvant environ 20 m plus bas). L'éboulis s'épaissit dans la partie aval, passant de 17 m environ à l'apex à 35 m de profondeur en pied de pente.

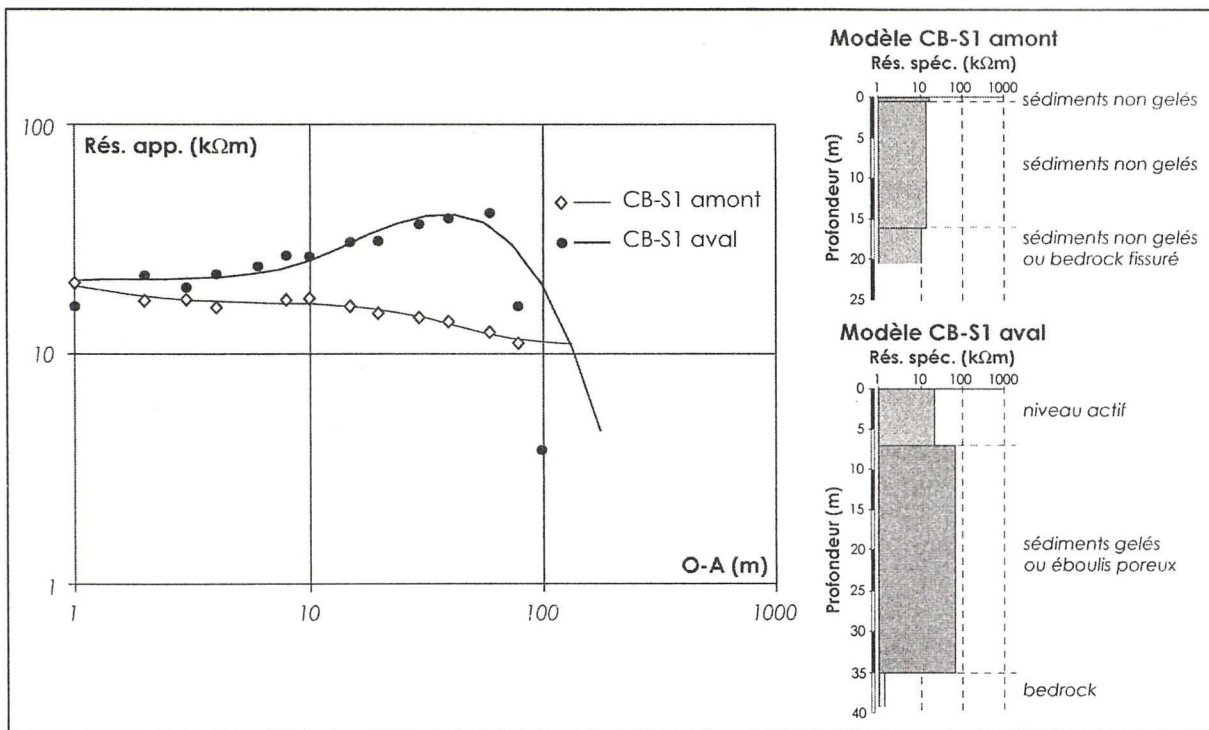


Fig. 26 : Sondage CB-S1 réalisé sur l'éboulis du Creux du Bouis.

Avec un intervalle inter-électrodes de 15 m, les trois traînés prospectent le terrain à 7-10 m de profondeur environ, se trouvant ainsi pleinement dans le deuxième niveau résistant. Les valeurs mesurées confirment la disparité amont-aval soulignée par CB-S1. CB-T1, réalisé parallèlement au sondage vertical, confirme les résistivités maximales à OA = 60 m, avec des valeurs apparentes de 70-100 k Ω m. CB-T2 et CB-T3 ont été réalisés dans la partie S de l'éboulis en été 2004, respectivement 2005. Les valeurs mesurées augmentent du haut vers le bas et sont plus élevées que dans le secteur central du cône. Il est intéressant de noter que

les résistivités apparentes mesurées sont plus élevées en 2005 qu'en 2004 à l'endroit où les deux traînées se croisent. Les valeurs de 35-70 kΩm de CB-T2 grimpent à 100-200 kΩm l'année suivante. Pour expliquer cette différence, l'hypothèse suivante peut être émise. L'hiver 2004-2005 a été beaucoup plus froid que l'hiver 2003-2004. La formation de glace dans l'éboulis pendant le printemps 2005 aurait donc pu être plus importante qu'en 2004, ce qui expliquerait l'augmentation des résistivités en 2005. Ce pergélisol, s'il existe, pourrait également avoir été plus froid que l'année précédente. Cependant, cette augmentation des résistivités pourrait également être due à une question méthodologique. En effet, les électrodes censées mesurer la résistivité à l'emplacement en question n'étaient pas placées au même endroit d'une année à l'autre. En conséquence de cela, le courant n'a peut-être pas traversé le même type de terrain. En 2005, le courant aurait pu passer par des niveaux plus poreux ou plus englacés qu'en 2004, engendrant une augmentation des résistivités. Cette augmentation dépend probablement de la combinaison des deux hypothèses énoncées.

Horizontalement, la distribution des résistivités reflète la morphologie de l'accumulation. S'il est vrai que les résistivités maximales de CB-T1 se situent à une altitude plus élevée que pour CB-T2 et CB-T3, il est aussi vrai que la base de l'éboulis dans ces trois secteurs se situe à une altitude différente. Dans l'ensemble, les trois traînées montrent le même phénomène : les résistivités augmentent de la partie supérieure vers la base du versant, avec les valeurs les plus élevées dans la partie supérieure du secteur distal.

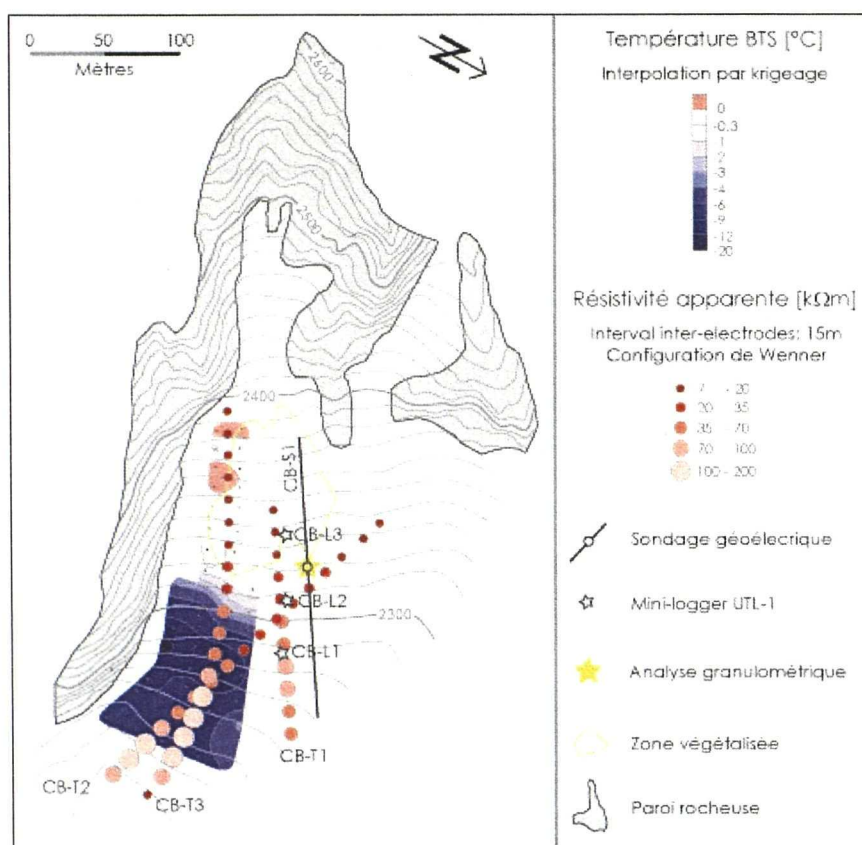


Fig. 27 : Résistivités apparentes mesurées sur l'éboulis du Creux du Bouis, interpolation par krigeage simple de 48 mesures BTS relevées le 21.03.2005, emplacements des mini-loggers UTL-1, du sondage CB-S1, de l'échantillon CB-G1 pour l'analyse granulométrique.

L'interprétation géomorphologique de ces valeurs n'est pas évidente à ce stade de l'analyse. En effet, autant le sondage que les traînés mesurent des résistivités relativement faibles (cf. fig. 12), qui dépendent du rapport entre les fractions d'air et de glace et de la température du terrain prospecté. Qualitativement non plus, la forme de la distribution des résistivités apparentes du sondage ne semble pas dessiner une cloche indiscutable comme c'est le cas pour les branches amont et aval du sondage des Charmettes. Les résistivités montent presque linéairement et descendent brusquement une fois dépassé le seuil OA = 60 m. Ceci indique qu'à partir de 60 m du centre du sondage, le courant ne traverse plus le corps résistant qui fait grimper ces résistivités. La cloche n'est réellement visible qu'après la simulation – la plus réaliste – de la courbe mesurée.

En comparant les résistivités de CB-S1, et des trois traînés, à celles mesurées au Petit Château, qui font fonction de valeurs paramétriques, il semblerait que la partie aval de l'éboulis soit exempte de glace. Cependant, comme il a été indiqué plus haut, une forme en cloche, qui modélise l'augmentation progressive des résistivités apparentes, semble tout de même se dessiner. Est-ce le signe de l'existence d'un niveau englacé ou bien de l'augmentation de la porosité ? Les deux hypothèses sont plausibles. La distribution du pergélisol en pied de pente a souvent été documentée. De même, la porosité est aussi plus forte dans le secteur distal à cause du tri granulométrique longitudinal qui affecte la plupart des éboulis. Dans le premier cas, la distribution du pergélisol correspondrait à celle observée dans d'autres études (cf. p.ex. DELALOYE, 2004 ; LAMBIEL, 2006) et trouverait son explication dans l'existence d'un système de ventilation interne à l'éboulis ou d'une redistribution de la neige par les avalanches principalement. Le pergélisol n'occuperait que les portions profondes (sous 7 m de niveau actif) des secteurs situés en pied de pente. Dans le deuxième cas, les conditions pour l'existence de pergélisol discontinu ne seraient pas remplies, comme modélisé par PHILLIPS & REYNARD (1996). Seule l'analyse des propriétés thermiques et granulométriques de l'éboulis peut contribuer à apporter des réponses à ce problème.

5.3.2.2 Propriétés thermiques de l'éboulis

L'éboulis a été équipé de trois mini-loggers UTL-1 qui relèvent la température de la surface du sol en trois emplacements différents (cf. fig. 27), à savoir en pied de pente (CB-L1), 30 m plus haut (CB-L2) et dans la partie médiane-supérieure du versant (CB-L3).

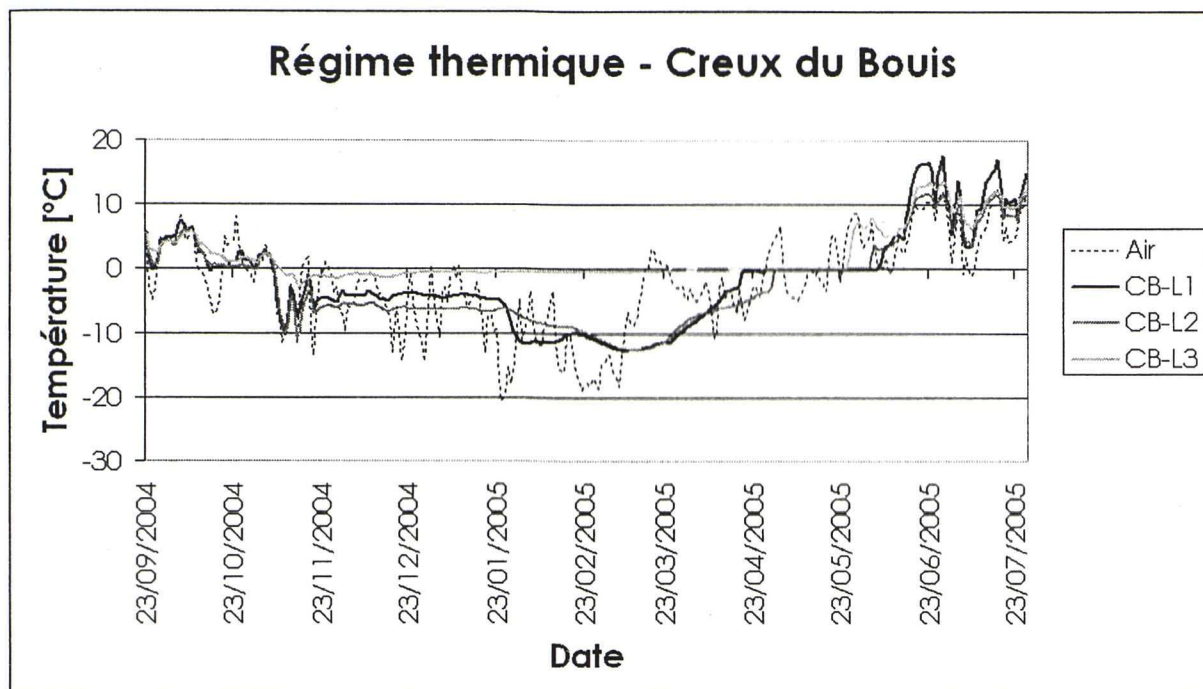


Fig. 28: Régime thermique de surface enregistré sur l'éboulis du Creux du Bouis entre septembre 2004 et août 2005.

Le comportement thermique de la surface du sol au pied de l'éboulis (CB-L1, CB-L2) est nettement opposé à ce que CB-L3 enregistre dans la partie amont (cf. fig. 28). En effet, alors que la température de l'air tombe en dessous de 0°C au début du mois de décembre et que le terrain se refroidit aux emplacements de CB-L1 et CB-L2, CB-L3 enregistre un réchauffement sensible de la surface du sol (période du 1 au 8 décembre 2004). Cette tendance s'affiche aussi à plus grande échelle. A partir du 16 novembre 2004, date à laquelle CB-L3 enregistre une température minimale de -2.3°C, cette portion de terrain se réchauffe (avec néanmoins quelques oscillations) jusqu'au 15 mars 2005. Au contraire, au cours de cette même période le terrain se refroidit dans la partie inférieure de la pente en fonction du refroidissement de la température de l'air. Le refroidissement du terrain se manifeste brutalement à l'emplacement de CB-L1 – qui perd 7°C en une semaine – lors de la première véritable vague de froid de janvier, alors que jusque là la surface du sol était plus chaude d'environ 2.5°C qu'à l'emplacement de CB-L2. CB-L1 est de 3.7°C plus froid que CB-L2 le 3 février 2005. La deuxième vague de froid de février refroidit d'avantage le terrain et le 10 mars 2005, CB-L2 enregistre la température minimale de -12.5°C. A partir de cette deuxième vague de froid, la température de la surface du sol en pied de pente est homogène pour ce qui est des deux mini-loggers concernés. Ensuite, le réchauffement printanier du sol débute. Pendant toute cette période froide, le comportement thermique du sol à l'emplacement de CB-L3 reste au contraire extrêmement stable autour de -0.45°C. Le régime thermique dévoilé par les trois mini-loggers indique assurément l'existence d'un système de ventilation à l'intérieur de l'éboulis. L'opposition amont-aval est évidente.

L'absence de réchauffement du sol en haut de la pente lors des deux vagues de froid de janvier et février indique que l'air s'échappe certainement par d'autres secteurs de l'éboulis.

L'aspiration d'air est maximale à l'emplacement de CB-L1. Selon LAMBIEL (2006), le léger réchauffement enregistré par CB-L2 lors de la première importante vague de froid de janvier peut être expliqué par deux raisons principalement. D'une part, il est possible que de l'air « chaud » (-6.5°C, alors que la température de l'air descend de -6.5 à -20.7°C !) remonte la couche active pour s'échapper au niveau de CB-L2. D'autre part, il estime qu'un apport considérable de neige, pour la première fois de la saison, a pu isoler le terrain et provoquer un réchauffement du sous-sol qui évoluerait vers la température d'équilibre hivernale. Effectivement, le 19 janvier 2005, jour à partir duquel CB-L2 commence à se réchauffer, il neige dans la région. Pour la première fois de la saison, le manteau neigeux dépasse de manière stable 80 cm de hauteur, alors que les jours précédents il stationnait à environ 65 cm (ce qui n'est pas suffisant pour isoler le sous-sol de manière efficace). La deuxième vague de froid, plus étalée dans le temps que la première, agit pourtant également sur CB-L2, qui commence à se refroidir.

Le 21 mars 2005, une campagne de mesures BTS a été réalisée dans le secteur S de l'éboulis, à une cinquantaine de mètres du profil des mini-loggers UTL-1. Les températures relevées (cf. fig. 27), sont positives (0.19°C) dans la partie haute de l'éboulis et extrêmement froides (-13.3°C) vers 2285 m, à la même hauteur que CB-L1. L'air chaud est évacué probablement et en partie dans le secteur chaud. Le passage vers les températures froides est rapide. En 20 m, les températures se refroidissent de 6°C entre 2320 et 2300 m, évoluant de -1 à -7°C. C'est dans ce secteur, bien que plus au N, que se situe CB-L2. L'aspiration maximale, comme indiqué également par CB-L1, s'effectue une cinquantaine de mètres plus haut que le pied de l'éboulis.

Le régime thermique dévoilé par les trois mini-loggers UTL-1 ainsi que les mesures BTS témoignent donc de l'existence d'un courant de ventilation au sein de cet éboulis. Les températures extrêmement froides enregistrées pourraient indiquer que du pergélisol occupe la partie inférieure du versant (en tout cas pendant la saison d'hiver). De plus, l'absence de cheminées dans la partie supérieure au mois de mars suggère que la température moyenne de cette formation n'est pas positive (LAMBIEL, 2006). A la lumière de ces considérations, et en raison de l'ampleur du sur-refroidissement hivernal que subit cet éboulis, il est probable que du pergélisol occupe la partie inférieure de la pente. De plus, il est aussi probable que le système de ventilation fonctionne durant la saison chaude et empêche le réchauffement important de la partie inférieure du versant. L'interpolation des mesures BTS montre, dans la zone des températures minimales, que celles-ci sont plus froides à proximité de la haute paroi au S de l'éboulis. Cette constatation suggère que l'effet d'ombre joue un rôle important dans le régime thermique de surface.

5.3.2.3 Propriétés granulométriques de l'éboulis

L'échantillon CB-G1 prélevé à l'emplacement de CB-S1, sous les premiers 20 cm de sédiments, montre une porosité qui correspond au 44% du volume total du matériel analysé¹³.

¹³ Echantillon sec dans le seau: 15.99 kg ; Echantillon dans le seau rempli d'eau : 21.16 kg ; Eau ajoutée : 5.17 dm³ ;

L'observation visuelle de l'échantillon noyé dans l'eau (après quelques jours de décantation) renseigne sur la faible quantité de limons et argiles en suspension (cf. photo 16). Cette observation colle parfaitement à la lithologie qui constitue cet éboulis (cf. 4.3.3) ainsi qu'au régime thermique de surface enregistré en continu par les mini-loggers UTL-1 (échanges thermiques advectifs très efficaces, synonymes de forte porosité et de faible quantité de fines retenant l'eau dans le terrain).

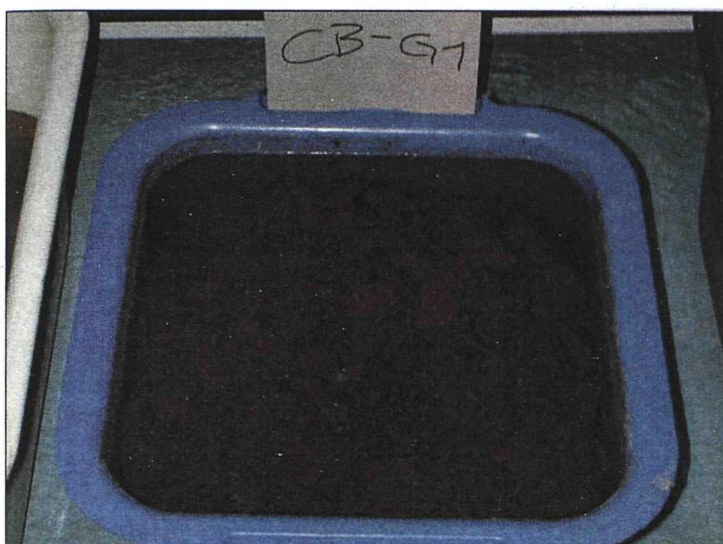


Photo 16 : Echantillon CB-G1 noyé dans l'eau depuis quelques jours (Photo : Kim Pieracci).

Comme il a été le cas pour les échantillons provenant des éboulis des Charmettes et du Col du Fenestral, le matériel a été secoué afin de remettre en suspension les limons et argiles, puis photographié (cf. photo 17). Une deuxième observation de l'échantillon a été répétée quinze minutes plus tard (cf. photo 18).



Photo 17 : Echantillon CB-G1 juste après avoir été secoué (Photo : Kim Pieracci).

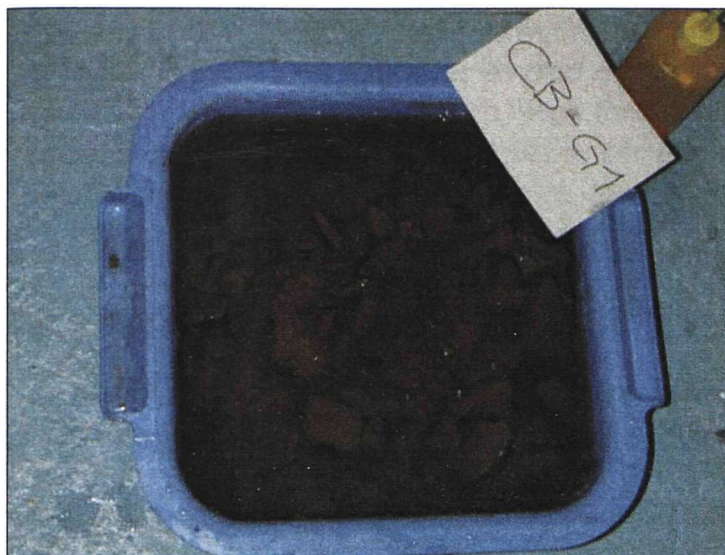


Photo 18 : Echantillon CB-G1 quinze minutes après avoir été secoué (Photo : Kim Pieracci).

Ces deux derniers clichés doivent être comparés à ceux réalisés sur les échantillons provenant des éboulis des Charmettes (cf. 5.2.2.3) et du Col du Fenestral (cf. 5.8.2.3). L'observation visuelle de la faible proportion de fines en suspension (eau relativement claire) au Creux du Bouis (et aux Charmettes), par rapport au cas du Col du Fenestral (eau trouble), est également flagrante.

5.3.2.4 Autres observations

Au mois de mai 2005, une visite au Creux du Bouis a dévoilé quelques particularités intéressantes par rapport au régime thermique de l'éboulis. La partie supérieure du cône est complètement déneigée. Une petite fenêtre de déneigement précoce occupe également le secteur S de l'éboulis, là où des BTS positives ont été mesurées le 21 mars 2005 (cf. photo 19). La photo témoigne également des avalanches de printemps qui charrient du matériel rocheux (en faibles quantités) jusque dans les parties inférieures des pentes.



Photo 19 : Fenêtres de déneigement précoce observées sur la partie supérieure de l'éboulis du Creux du Bouis en mai 2005. La petite fenêtre encadrée se situe dans la zone des mesures BTS positives relevées en mars 2005 (Photo : Kim Pieracci).

De plus, une excavation a porté à la lumière une couche de glace d'environ 2 cm d'épaisseur à la base du manteau neigeux (cf. photo 20). Cette excavation a été réalisée dans la partie médiane-inférieure du cône, vers l'emplacement de CB-L2.



Photo 20 : Couche de glace (env. 2 cm) présente sous la neige, à la surface du sol, vers l'emplacement de CB-L2 en mai 2005.

Ces observations confirment les mesures thermiques qui montrent une opposition amont-aval, avec des températures négatives en pied de versant et des températures positives dans la partie supérieure de la formation. La neige fond plus rapidement là où les températures sont chaudes alors que l'eau de fonte regèle au printemps à la base du manteau neigeux lorsque elle rejoint la surface du sol sur-refroidie au cours de l'hiver.

5.3.2.5 Synthèse

La géoélectrique pourrait indiquer qu'un pergélisol existe en profondeur dans la partie inférieure de l'éboulis. Cette supposition est renforcée par les mesures thermiques de surface et par la morphologie caractérisée par un bourrelet basal de fluage. Ce pergélisol serait maintenu – en dehors de la ceinture du pergélisol discontinu calculée par PHILLIPS & REYNARD (1996) – par un système de ventilation qui contribue à sur-refroidir le terrain en pied de pente pendant l'hiver et à le maintenir frais en été. Les avalanches contribuent également à maintenir cette situation. Des inégalités latérales peuvent avoir un lien à l'effet d'ombre engendré par la haute paroi verticale qui longe le cône au S.

5.4 Couloir du Chavalard

5.4.1 Caractéristiques géomorphologiques

L'éboulis du versant NE du Grand Chavalard, appelé aussi Couloir du Chavalard, est le versant de débris le plus vaste de la région du Grand Chavalard. D'orientation NE, il s'étend de 2200 à 2800 m et mesure environ 300 m de large au maximum. Il peut être subdivisé en trois parties aux caractéristiques géomorphologiques complètement différentes. La partie E est bordée de hautes parois presque verticales qui donnent naissance à des petits cônes raides orientés N. Ces cônes bénéficient d'un important effet d'ombre (cf. photo 21). Le secteur central, qui constitue la partie principale de l'éboulis, peut se subdiviser en deux parties granulométriquement différentes. Ces deux parties se côtoient de la base de la pente jusque vers 2500 m et sont séparées par une ligne fictive qui apparaît par le contraste, de taille et de couleur, entre les éléments qui les constituent. D'une part, vers l'E, les éléments sont grossiers et de l'ordre du décimètre (de rares blocs métriques sont cependant présents ici et là). D'autre part, vers le NW, il y a une majorité d'éléments fins de l'ordre du millimètre et du centimètre. Cette différence résulte principalement des différences de lithologie des parois sus-jacentes. Au NW, en effet, les calcaires lités et les marnes schisteuses se délitent en éléments plus fins que les calcaires siliceux constituant les parois à l'E de l'éboulis (cf. 4.3.2). D'autre part, les avalanches qui transitent fréquemment par le secteur central de l'éboulis, tout au long du printemps, charrient des matériaux fins qui contribuent à colmater les vides interstitiels et par la même occasion à réduire la porosité résultant du granoclassement gravitaire. Géomorphologiquement, il en résulte des formes de surface bien distinctes. Les petits cônes à l'E, grossiers, sont bien granoclassés et la porosité entre les blocs est évidente. La partie grossière du secteur central présente une surface assez homogène et une porosité moyenne. Le secteur NW, où le matériel est plus fin, présente de nombreuses formes de fluage superficiel, telles des loupes de solifluxion et une grande coulée de gélifluxion qui rejoigne le pied de l'éboulis. Il existe également nombreuses laves torrentielles qui s'arrêtent au milieu de la pente. La porosité est moindre et le sous-sol, riche en fines, reste beaucoup plus humide que dans les matériaux grossiers. Finalement, une dernière partie à l'W est constituée de petits cônes coalescents orientés E. Ces cônes n'ont fait l'objet d'aucune étude.

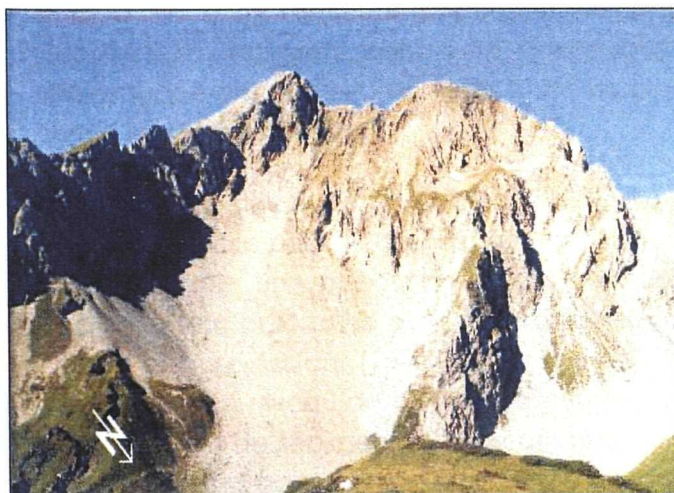


Photo 21 : Eboulis du Couloir du Chavalard (Photo : Kim Pieracci).

Le secteur central de l'éboulis, où des mesures géoélectriques ont été effectuées, se situe à la limite inférieure du pergélisol discontinu, calculée à 2300 m pour l'exposition NE dans les Hautes Alpes Calcaires par PHILLIPS & REYNARD (1996). L'éboulis étudié dans le secteur E se situe, par contre, une centaine de mètres en dessus de cette limite en exposition N.

5.4.2 Mesures effectuées, résultats obtenus et interprétation

Deux sondages géoélectriques ont été réalisés pendant l'été 2004 sur cet éboulis. Le premier, CC-S1, dans le sens de la pente sur le secteur central; le deuxième, CC-S2, longitudinalement sur l'éboulis occupant le secteur E du couloir (cf. fig. 29). Comme pour les autres éboulis, **deux mini-loggers UTL-1** ont été placés selon un profil vertical sur l'éboulis sur lequel a été effectué le sondage CC-S2. Ils ont enregistré les températures de surface pendant la période entre fin septembre 2004 et fin juillet 2005.

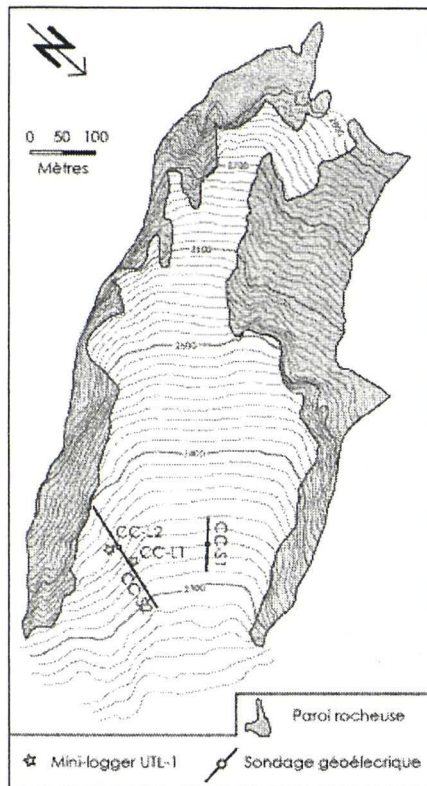
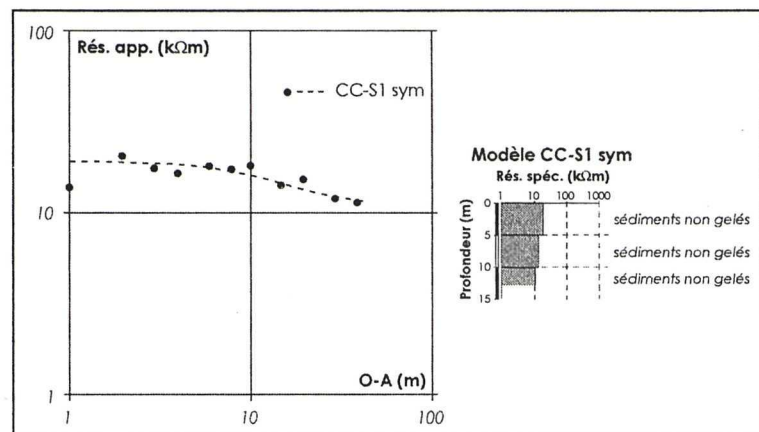


Fig. 29 (à gauche) : Emplacements des mini-loggers UTL-1 et des sondages CC-S1 et CC-S2 dans le Couloir du Chavalard

Fig. 30 (en bas) : Sondage CC-S1 réalisé sur l'éboulis du Couloir du Chavalard 1.



5.4.2.1 Propriétés électriques de l'éboulis

Le sondage CC-S1 (cf. fig. 30) réalisé dans le secteur central et inférieur de l'éboulis révèle l'existence de deux niveaux de 5 m chacun de très faible résistivité (10-20 kΩm). Les valeurs correspondent à celles mesurées au Petit Château. La forme de la courbe simulée est pratiquement plate.

L'éboulis n'est certainement pas gelé dans ce secteur. D'ailleurs, l'emplacement de CC-S1 se situe à la limite inférieure du pergélisol discontinu modélisée par PHILLIPS & REYNARD (1996). Ces résistivités indiquent, par contre, que le sous-sol est homogène verticalement. Les valeurs faibles suggèrent que les interstices entre les blocs sont colmatés par une matrice fine et/ou que le terrain est humide.

Les propriétés électriques du secteur E de cet énorme éboulis sont bien différentes. Comme cela a été le cas pour les deux éboulis précédemment décrits, le sondage vertical réalisé sur ce talus révèle une opposition amont-aval des résistivités (cf. fig. 31). Celles-ci, en effet, décroissent du bas vers le haut. La branche aval de CC-S2 dévoile un premier niveau épais (9.7 m) et peu résistant (15-40 kΩm). Plus en profondeur, les résistivités augmentent jusqu'à 122 kΩm sur un niveau de 8 m d'épaisseur environ. Seulement à la base de l'accumulation, sous ces 18 m de sédiments, le courant rencontre un terrain beaucoup plus conducteur. La branche amont ne rencontre par contre jamais de niveaux résistants. Ainsi, sur presque 7 m d'épaisseur, les résistivités ne dépassent pas 40 kΩm.

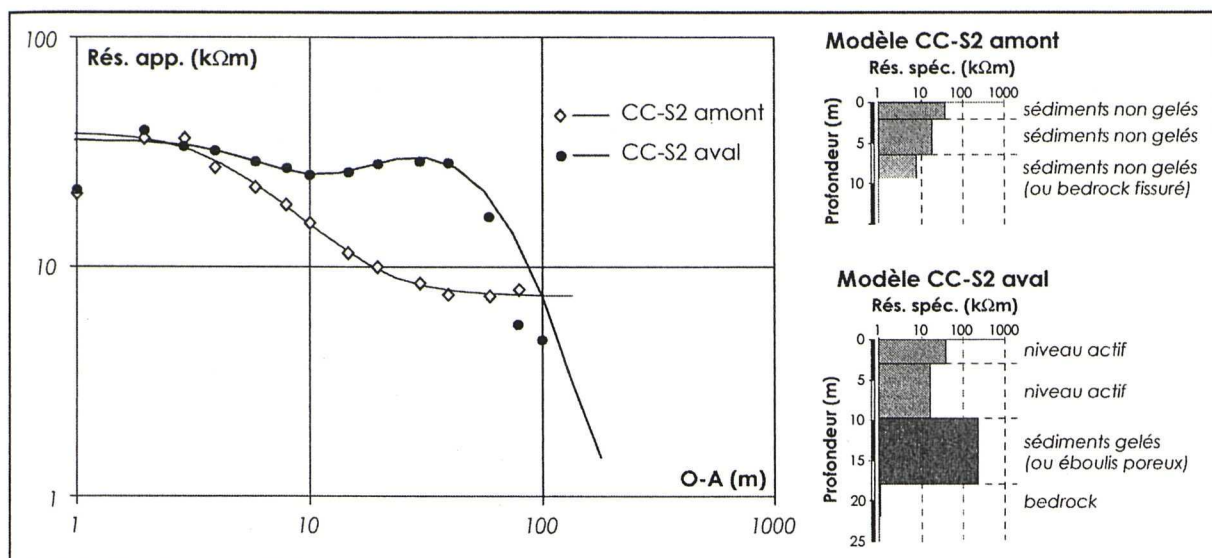


Fig. 31 : Sondage CC-S2 réalisé sur l'éboulis du Couloir du Chavalard 2.

L'interprétation géomorphologique de cette image électrique de l'éboulis ne permet pas d'affirmer sans aucun doute que de la glace occupe la partie inférieure de l'éboulis. Cependant, c'est l'hypothèse la plus probable. En effet, des résistivités spécifiques de 122 kΩm sont difficilement envisageables autrement en raison du lavage oblique qui infiltre les particules fines en profondeur. L'existence d'un système de ventilation interne à l'éboulis expliquerait convenablement la distribution du pergélisol en pied de pente. Cette analyse doit être pourtant revisitée à l'aide du régime thermique enregistré par les mini-loggers UTL-1. La branche amont révèle par contre, sans doute, l'absence de glace dans le sous-sol. De plus, elle dévoile des niveaux profonds dont les interstices sont colmatés par la fraction fine, les résistivités diminuant avec la profondeur.

5.4.2.2 Propriétés thermiques de l'éboulis

CC-L1 a été placé en pied de pente, une cinquantaine de mètres plus bas que le centre du sondage CC-S2 où se situe également CC-L2, dans la partie médiane de cet éboulis.

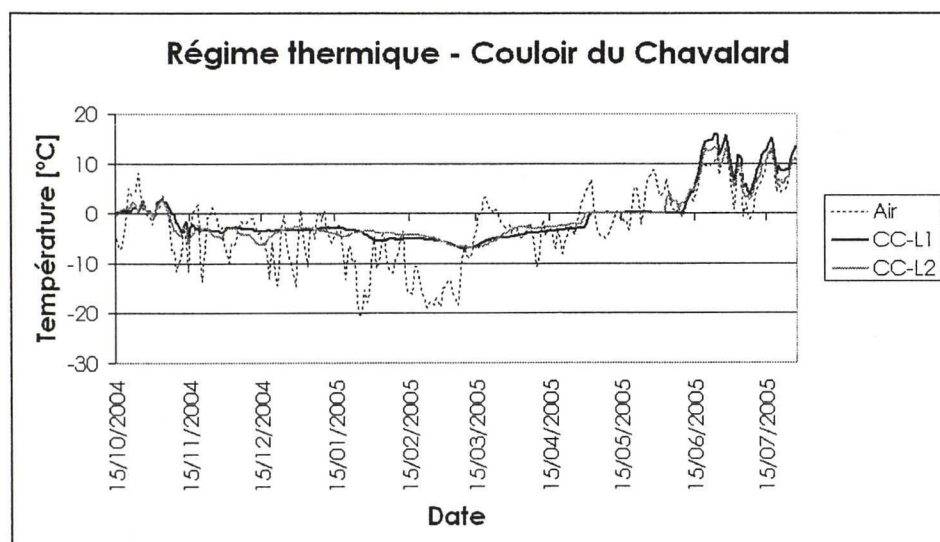


Fig. 32: Régime thermique de surface enregistré sur l'éboulis du Couloir du Chavalard 2 entre octobre 2004 et août 2005.

Le régime thermique aux deux emplacements dévoile des comportements sensiblement opposés en au moins trois cas (cf. fig. 32). D'abord, du 17 décembre 2004 au 1 janvier 2005, lorsque la température de l'air reste pour la plupart du temps négative, avec un minima relatif à -14.5°C , CC-L2 subit un réchauffement (de 3.3°C) alors que CC-L1 ne subit aucune variation importante et stationne à -3.5°C environ. Ce comportement peut-être attribué à des échanges advectifs restreints à la seule couche active. Ensuite, du 7 au 13 janvier 2005, la température de l'air monte plus haut que la température de surface aux deux emplacements. Au cours de cette courte période, CC-L1 se réchauffe de 0.5°C tandis que CC-L2 se refroidit de 0.6°C . C'est le 13 janvier 2005 et la température de l'air commence à décroître. La température du sol se refroidit aux deux emplacements jusqu'au 20 janvier 2005. A partir de là, alors que la température de l'air descend brutalement (il s'agit de la première importante vague de froid qui se manifeste dans la région au cours de l'hiver), pendant dix jours CC-L2 se réchauffe de 0.7°C alors que CC-L1 continue à se refroidir et perd encore 2°C . Durant ces dix jours, les températures de l'air sont extrêmement froides (-20.7°C le 25 janvier 2005). La suite est concernée par la deuxième vague de froid de février qui engendre un refroidissement de la surface du sol aux deux emplacements. Dès le 3 mars 2005, les deux courbes se superposent et autour de la mi-mars, le réchauffement printanier du sol débute.

Ces constatations, avec cependant beaucoup de réserves, pourraient suggérer l'existence au sein de cet éboulis d'un système de ventilation interne. La période du 7 au 13 janvier 2005 suggère que la ventilation s'arrête pendant une courte période, engendrant un réchauffement de la surface du sol en pied de pente. En effet, la température de l'air étant plus élevée que la température de la surface du sol aux deux emplacements, l'air froid n'est plus aspiré en pied de pente, car l'air à l'intérieur de l'éboulis ne remonte plus par différence de densité. En conséquence, la partie supérieure peut se refroidir gentiment, par conduction, en évoluant vers la température d'équilibre hivernale. Seule la première vague de froid de janvier réactive une ventilation ascendante. La raison pour laquelle aucune augmentation de température n'est enregistrée par CC-L2 lors de la deuxième vague de froid de février est probablement due au fait que l'air chaud s'évacue par d'autres chemins non observés. Néanmoins, l'aspiration est faible au niveau de CC-L1 (pas de refroidissement brutal) lors de la première vague de froid de janvier et les températures sont froides vers CC-L2. D'autres mesures, par exemple des BTS, auraient peut-être pu apporter des réponses plus claires.

5.4.2.3 Autres observations

Les indices de l'existence d'un système de ventilation au sein de cet éboulis ont été observés à plusieurs reprises au cours de l'année 2005. Lors d'une visite du terrain, le 9 février 2005, une zone déneigée est repérée dans la partie supérieure de l'éboulis, une vingtaine de mètres en dessus de CC-L2 (cf. photo 22).



Photo 22 : Fenêtres de fonte observées sur la partie supérieure de l'éboulis du Couloir du Chavalard 2 en février 2005 (Photo : Kim Pieracci).

Il est important de rappeler que vers la fin janvier et pendant dix jours environ, la surface du sol se réchauffe à l'emplacement de ce capteur thermique. L'hypothèse a été émise qu'un système de ventilation est responsable de

ce comportement. Il se peut donc que de l'air à température positive s'échappe plus haut dans le versant, notamment là où les fenêtres de fonte ont été observées. Comme ces fenêtres se trouvent à côté de l'axe longitudinal du cône il est probable que le vent n'ait pas joué un rôle important en dégageant la neige. De ce fait, l'hypothèse de l'existence d'une ventilation interne est de plus en plus justifiée.



Photo 23 : Fenêtres de fonte observées sur la partie supérieure de tous les cônes du secteur E de l'éboulis du Couloir du Chavalard en mai 2005 (Photo : Kim Pieracci).

Ces fenêtres de déneigement précoce dans la partie supérieure des versants sont mieux reconnaissables au mois de mai sur tous les cônes constituant ce voile d'éboulis (cf. photo 23).

Un mois plus tard, le 11 juin 2005, la neige occupe seulement les 20 premiers mètres

à la base des cônes (cf. photo 24). Cette neige ne disparaît que plus tard, vers la fin du mois de juin.

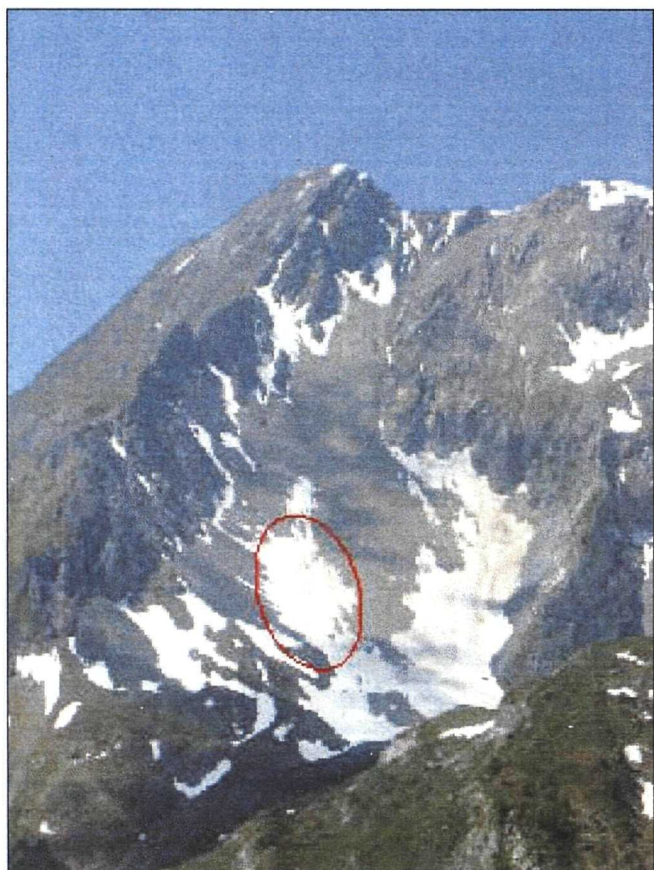


Photo 24 : La neige n'est plus présente qu'en pied de pente dans le secteur E du Couloir du Chavalard à la mi-juin 2005 (Photo : Kim Pieracci).

5.4.2.4 Synthèse

Les mesures géoélectriques n'ont révélé aucune trace de pergélisol dans la partie centrale de cet énorme couloir. Par contre, dans le secteur E du couloir, du pergélisol semble exister en pied de pente de l'éboulis étudié. Les valeurs de résistivité, aussi bien que le régime thermique, avalisent cette hypothèse. Ce pergélisol ne doit pas comporter d'énormes quantités de glace par rapport à l'éboulis des Charmettes. Cette distribution résulterait de l'existence d'un système de ventilation interne, dont les indices ont été suggérés par les enregistrements en continu de la température de la surface du sol puis renforcés par l'observation, en hiver,

printemps et été 2005 de fenêtres de déneigement précoce dans la partie supérieure du cône. L'effet d'ombre engendré par la haute paroi doit également être important.

5.5 La Basse

5.5.1 Caractéristiques géomorphologiques

Entre 2590 et 2660 m en exposition N, l'éboulis de La Basse se prolonge à l'aval par un imposant glacier rocheux. Le cirque dans lequel ce complexe éboulis-glacier rocheux s'insère est constitué de hautes parois verticales à lithologie calcaire et marneuse (Malm supérieur, respectivement Valanginien, cf. 4.3.1) et d'un col au versant régularisé à l'W. Les éboulis raides qui se développent sous la paroi N du Grand Chavalard ont un profil longitudinal différent. A l'W, le voile présente un profil convexe qui semble être d'origine structurale. Plus à l'E, les cônes sont plutôt rectilignes ou concaves. Les éléments sont grossiers, de taille décimétrique à métrique, et le granoclassement est absent sur la plupart des éboulis. Seulement à l'extrémité E, le cône le plus « classique » présente des indices de granoclassement. D'autres formes, ne découlant pas de processus d'éboulisation, composent la partie haute et raide du versant de La Basse. Une crête longitudinalement rectiligne sépare l'éboulis situé à l'extrémité W du cône central. Le glacier rocheux s'enracine dans les éboulis pour après s'écouler sur 100 m environ le long d'un replat qui constitue la combe sommitale du vallon de La Basse (cf. photo 25).



Photo 25 : Eboulis de La Basse (Photo : Kim Pieracci).

Plus bas, le glacier rocheux est constitué d'une succession de rides et de sillons bien marqués et par des crêtes externes et centrales longitudinalement rectilignes. Il semble que deux parties distinctes s'écoulent l'une à côté de l'autre. En effet, la différence est soulignée d'une part par la présence de deux crêtes centrales parallèles – qui constitueraient les crêtes externes de deux glaciers rocheux –, d'autre part par la couleur et la taille des éléments rocheux. Le glacier rocheux E est composé de matériaux plus grossiers (décimétriques et métriques) et jaunâtres, alors qu'à l'W, la roche est grise et la taille des éléments plus fine (beaucoup de fraction centimétrique), surtout sur les crêtes. Quoi qu'il en soit, le chaos de blocs, de dépressions et de structures est évident dans la partie inférieure du complexe dont le front à pente douce se situe à une altitude de 2470 m. Ce glacier rocheux semble être inactif dans la partie inférieure alors qu'il est probablement inactif ou actif plus haut. La présence de fronts intermédiaires très raides et composés d'un mélange de matériaux grossiers et fins indique que les mouvements sont probablement encore en cours.

La limite inférieure du pergélisol discontinu étant calculée à 2200 m pour l'exposition N dans les Hautes Alpes Calcaires par PHILLIPS & REYNARD (1996), la totalité du secteur étudié se situe dans la zone de pergélisol discontinu (cf. fig. 34).

5.5.2 Mesures effectuées, résultats obtenus et interprétation

L'étude de cet éboulis bénéficie de **deux campagnes de mesures BTS** effectuées par PHILLIPS & REYNARD (1996) en février et mars 1996. L'été 2004 **un sondage vertical** et **un traîné horizontal** ont été effectués dans la partie haute de la combe, le sondage sur l'éboulis et le traîné coupant la racine du glacier rocheux (cf. fig. 34). Deux **mini-loggers UTL-1** avaient également été placés sur l'éboulis le long d'un profil vertical. Malheureusement, un seul capteur a pu être utilisé, le deuxième ayant probablement été endommagé par une chute de pierres.

5.5.2.1 Propriétés électriques de l'éboulis

Le sondage vertical LB-S1 (cf. fig. 33) réalisé sur la partie inférieure de l'éboulis qui surmonte l'immense glacier rocheux W révèle des résistivités élevées (cf. fig. 12) augmentant du bas vers le haut du versant. La branche aval mesure un niveau de 2 m avec une résistivité de 1200 kΩm, caché sous une couche superficielle plus conductrice mesurant 1 m. En profondeur, la simulation des résistivités apparentes montre un niveau très épais (30 m minimum) présentant des valeurs moins élevées (450 kΩm). A l'amont, l'éboulis s'amincit et le sondage mesure un premier niveau de 2.5 m avec une résistivité de 100 kΩm surmontant un deuxième niveau de 16 m affichant une résistivité de 2000 kΩm, soit la valeur la plus élevée mesurée dans la région du Grand Chavalard. Il s'agit du seul cas de cette étude montrant une augmentation des résistivités de l'aval à l'amont.

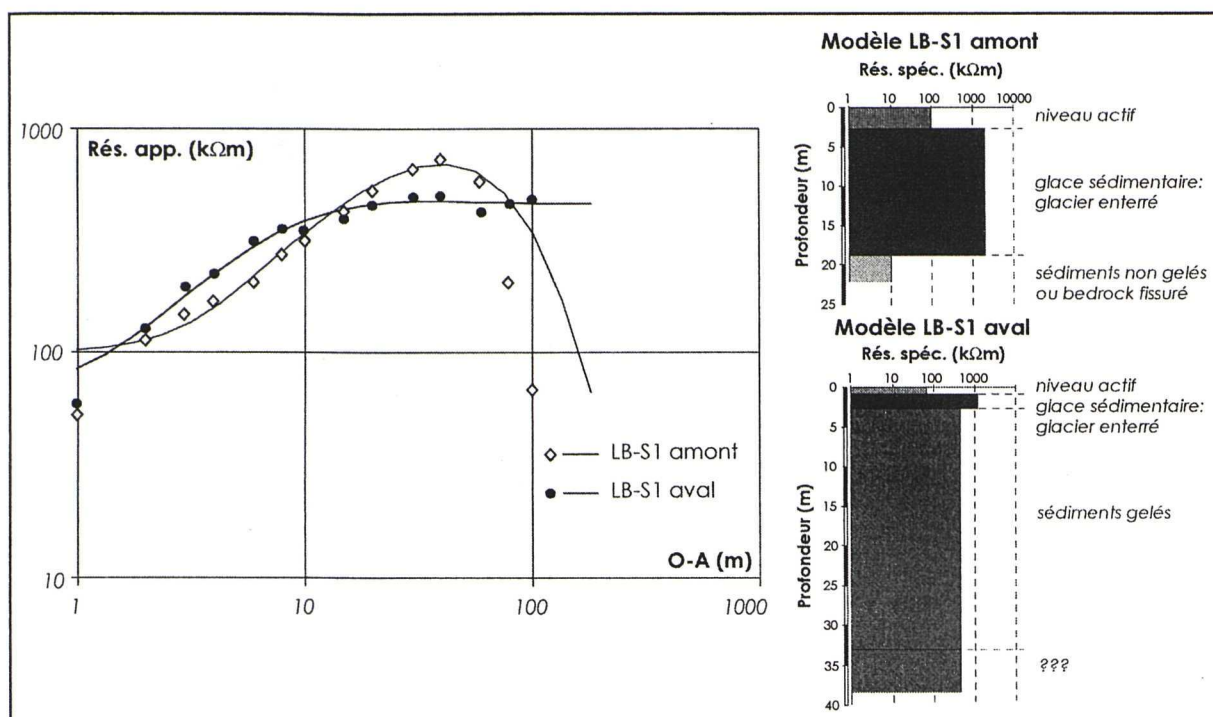


Fig. 33 : Sondage LB-S1 réalisé sur l'éboulis de La Basse.

Le traîné horizontal LB-T1 réalisé au pied de l'éboulis, dans le secteur plat constituant les racines du glacier rocheux, traverse ce dernier d'une extrémité à l'autre. L'intervalle inter-électrodes de 15 m permet de prospecter le sous-sol à une profondeur de 7-10 m, c'est-à-dire dans le troisième niveau repéré par LB-S1 aval. Les résistivités décroissent sensiblement d'W en E. Les valeurs sont comprises entre 100 et plus de 300 kΩm dans le secteur W alors qu'elles ne dépassent jamais le seuil des 300 kΩm à l'E. Les trois dernières mesures vers l'W, dont le minimum de la série (7-20 kΩm), ont été enregistrées en dehors du glacier rocheux, sur un petit éboulis orienté NE venant s'appuyer sur la crête W du glacier rocheux. Ici, les valeurs augmentent de l'amont vers l'aval comme pour la plupart des autres sites prospectés (de 7-20 à plus de 300 kΩm).

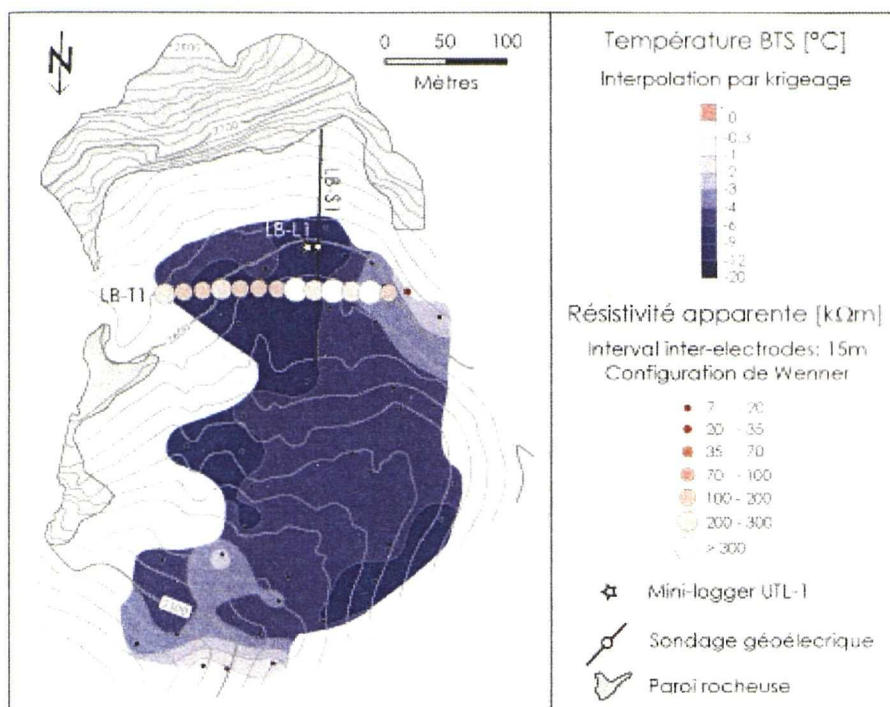


Fig. 34 : Résistivités apparentes mesurées sur l'éboulis de La Basse, interpolation par krigeage simple de 68 mesures BTS relevées le 6.03.1996, emplacements du mini-logger UTL-1 et du sondage LB-S1.

La reconstruction géomorphologique de ce secteur est très intéressante à la lumière de l'image fournie par la prospection géoélectrique. Les valeurs mesurées indiquent clairement que le sous-sol est occupé par un important corps de glace. Celui-ci semble être d'origine sédimentaire d'après le sondage vertical. Sous une couverture de blocs de 1 à 2 m d'épaisseur, un niveau, de moins en moins épais de l'amont vers l'aval, semble correspondre à un niveau de glace d'origine glaciaire (2000 à 1200 kΩm) recouvrant un troisième niveau épais de sédiments gelés (450 kΩm). L'origine d'une telle situation pourrait être mise en relation avec le refroidissement du Petit Age Glaciaire. En supposant qu'un glacier rocheux existait avant le début de cette période plus froide, l'hypothèse d'un recouvrement successif du pergélisol par un glacieret de cirque est plausible. La morphologie de surface semble le confirmer. En effet, la partie E du glacier rocheux est constituée d'une partie plate enfermée par deux crêtes externes édifiées longitudinalement. L'hypothèse d'une mise en place glaciaire de ces crêtes ne peut pas être écartée à la lumière des résultats géoélectriques (cf. photo 26). Des situations similaires ont déjà été observées ailleurs dans les Alpes, notamment dans la région des Diablerets (Hautes Alpes Calcaires, cf. REYNARD *et al.*, 1999) et dans la région de Réchy/Becs-de-Bossons (Alpes Valaisannes, cf. DELALOYE *et al.*, 2003).



Photo 26 : Eboulis de La Basse (en premier plan, vue depuis le haut) et crêtes (morainiques ?, soulignées par le traitillé) dans le secteur W (Photo : Kim Pieracci).

De plus, le secteur de La Basse, et plus précisément la partie haute du versant où les résistivités montent à 2000 kΩm, étaient en pleine zone d'accumulation glaciaire à l'époque du Petit Age Glaciaire d'après les calculs de DORTHE-MONACHON & SCHOENEICH (1993). Ils ont établi en effet, pour le Massif des Dents

de Morcles et du Grand Muveran, une ligne d'équilibre à 2350 m en exposition N pour des glaciers encaissés, tel le cirque de La Basse, d'après les glaciers de Paneirosse et de Plan Névé (cf. fig. 35).

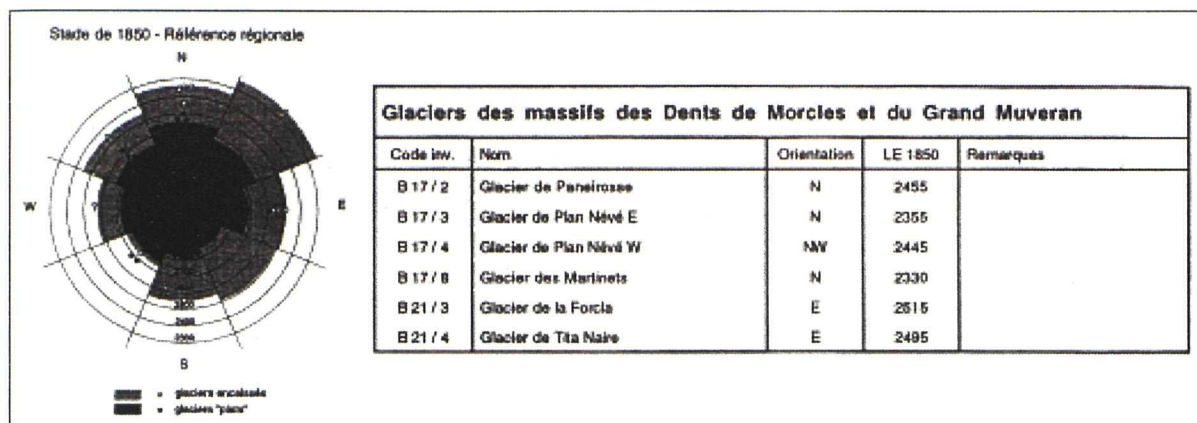


Fig. 35 : Ligne d'équilibre des glaciers à la fin du Petit Age Glaciaire : modèle de référence régional (Hautes Alpes Calcaires) au stade 1850 (gauche), d'après la répartition des altitudes de ligne d'équilibre dans le massif de Morcles-Muveran (à droite), tiré de DORTHE-MONACHON & SCHOENEICH (1993).

Ce glacier aurait été, par la suite, recouvert d'un niveau de blocs de 1 à 2 m d'épaisseur. Un autre indice de l'hypothèse glaciaire est constitué par l'analyse croisée de la morphologie de surface et des valeurs de résistivités enregistrées par LB-T1. Les résistivités sont plus élevées là où la géomorphologie semble avoir une origine glaciaire (secteur W), alors qu'elles diminuent vers l'E où le relief satisfait mieux les critères d'une mise en place périglaciaire (pas de crêtes évidentes, cf. photo 27).

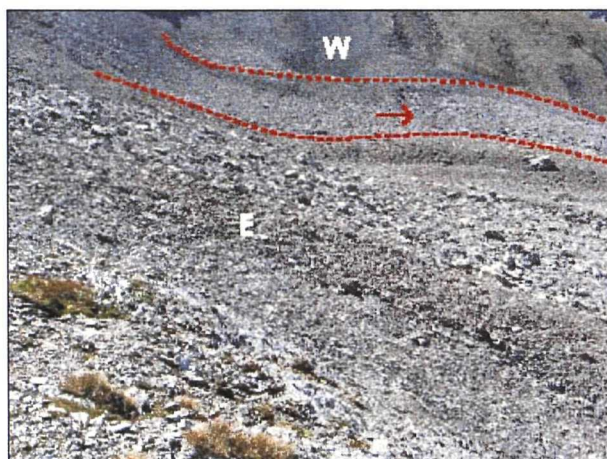


Photo 27 : Morphologie de surface différente entre le secteur W et le secteur E du cirque de La Basse. A l'W, des crêtes (morainiques ?, soulignées par le traitillé) renferment le secteur plat où LB-S1 a été réalisé. La flèche indique le sens d'écoulement du glacieret – glacier rocheux. A l'E, aucune crête évidente n'est observable (Photo : Kim Pieracci).

Quant au troisième niveau repéré par la géoélectrique, il semble bel et bien qu'il s'agisse du corps de pergélisol (glace de congélation) constituant le glacier rocheux. Son épaisseur considérable est tout à fait

proportionnée à l'étendue spatiale de cette énorme accumulation de débris.

5.5.2.2 Propriétés thermiques de l'éboulis

Le mini-logger UTL-1 placé aux pieds de l'éboulis dominant le glacier rocheux révèle un régime thermique de surface particulièrement stable pendant l'hiver. La température se maintient à -3.3°C environ, de mi-novembre à mi-mai (cf. fig. 36). En dehors de cette période, le zéro curtain est présent pendant deux mois. Le peu de données concernant les périodes sans neige dévoilent des températures ne dépassant pas les 2.55°C. La stabilité extrême des

températures pendant l'hiver est très particulière, puisque autant les conditions du manteau neigeux que l'évolution des températures de l'air ne sont pas stables au cours de cette période. Des cas pareils sont signalés par DELALOYE (2004) sur des glaciers rocheux et des glaciers couverts. Selon cet auteur, une température d'équilibre hivernale stable ou évoluant lentement et des températures de la surface du sol froides pendant l'été indiqueraient la présence possible de glace massive à très faible profondeur (environ 1 m). La géoélectrique confirme cette interprétation en prospectant de la glace très résistante proche de la surface.

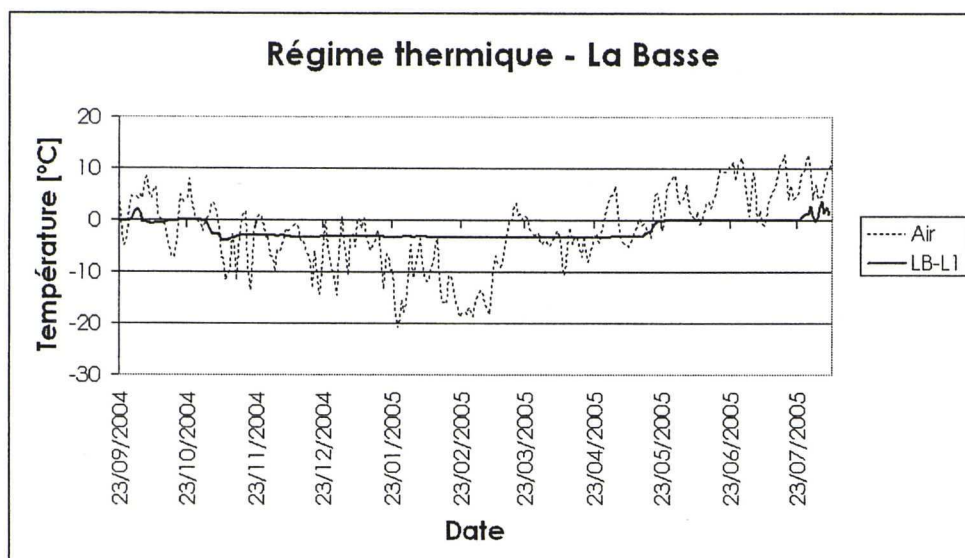


Fig. 36: Régime thermique de surface enregistré sur l'éboulis de La Basse entre septembre 2004 et août 2005.

Quant aux mesures BTS réalisées en 1996 (cf. fig. 34), il en ressort que la plus grande partie du glacier rocheux est caractérisée par des températures comprises entre -3 et -9°C, qui se répartissent de manière assez homogène. Ces températures froides suggèrent également que de la glace occupe le sous-sol. Pourtant, le maillage entre les points étant très large, il est difficile de croire à l'interpolation réalisée. En conséquence, cette interpolation doit être prise avec les pincettes et l'attention doit être portée sur les points de mesure pris isolément. Il est intéressant de remarquer que le seul « secteur chaud » repéré par ces mesures se situe en dehors des limites du glacier rocheux (cf. fig. 34 : trois points de mesure au N du front du glacier rocheux).

5.5.2.4 Synthèse

Le pergélisol occupe sans doute la totalité du cirque. Ce pergélisol, dans le secteur W, est composé de deux niveaux de glace distincts. La morphologie de surface ainsi que la géoélectrique indiquent que le niveau de surface correspond à de la glace sédimentaire et que son épaisseur diminue de l'amont vers l'aval. Sous cette première couche, il existe un deuxième niveau constitué d'un mélange de matériaux rocheux et de glace d'origine périglaciaire (glace de congélation). Cette deuxième couche n'existe probablement que dans la partie inférieure du complexe éboulis-glacier rocheux et occupe un volume plus important que la première couche. La glace qui constitue le secteur E, d'après le traîné et la morphologie de surface, semble être de congélation. En conséquence de cette distribution du pergélisol, les mesures BTS sont froides sur presque toute l'extension de cette formation sédimentaire.

5.6 Petit Château

5.6.1 Caractéristiques géomorphologiques

Exposé au SE, cet éboulis se développe entre 2400 et 2500 m sous une petite paroi constituée de calcaires compacts du Malm supérieur (cf. 4.3.3). Le granoclassement est évident et se répartit longitudinalement sur tout le profil avec des éléments de taille centimétrique à l'apex et de taille décimétrique dans le secteur distal. Le profil est concave et la partie supérieure du talus est occupée par des taches de végétation, surtout dans le secteur E (cf. photo 28).



Photo 28 : Eboulis du Petit Château (Photo : Kim Pieracci).

Cet éboulis se situe en dehors de la ceinture de pergélisol discontinu, dont la limite inférieure pour l'exposition SE dans les Hautes Alpes Calcaires a été calculée à 2800 m par PHILLIPS & REYNARD (1996).

5.6.2 Mesures effectuées, résultats obtenus et interprétation

L'éboulis du Petit Château a été choisi, au début de cette recherche, comme éboulis de référence pour connaître les propriétés électriques du terrain (caractéristique de la région du Grand Chavalard) en absence de pergélisol. Ainsi, **un sondage horizontal** dans la partie supérieure du talus – a priori probablement libre de pergélisol d'après l'exposition et l'altitude – a été effectué durant l'été 2004. Quelques **mesures BTS** ont été prises en mars 2005.

5.6.2.1 Propriétés électriques de l'éboulis

Les branches W et E du sondage horizontal PC-S1, réalisé dans la partie supérieure du versant, présentent des valeurs qui décroissent avec la profondeur. Sur cet éboulis, la couche de surface repérée est épaisse de 0.6 à 2 m et présente des résistivités de 31 à 41 kΩm. Dessous, le sondage PC-S1 repère un niveau de 13 m affichant des résistivités comprises entre 13 et 27 kΩm (faibles à très faibles, cf. fig. 12). La couche basale, sous environ 15 m de sédiments, dévoile des résistivités de 1-1.4 kΩm (cf. fig. 37).

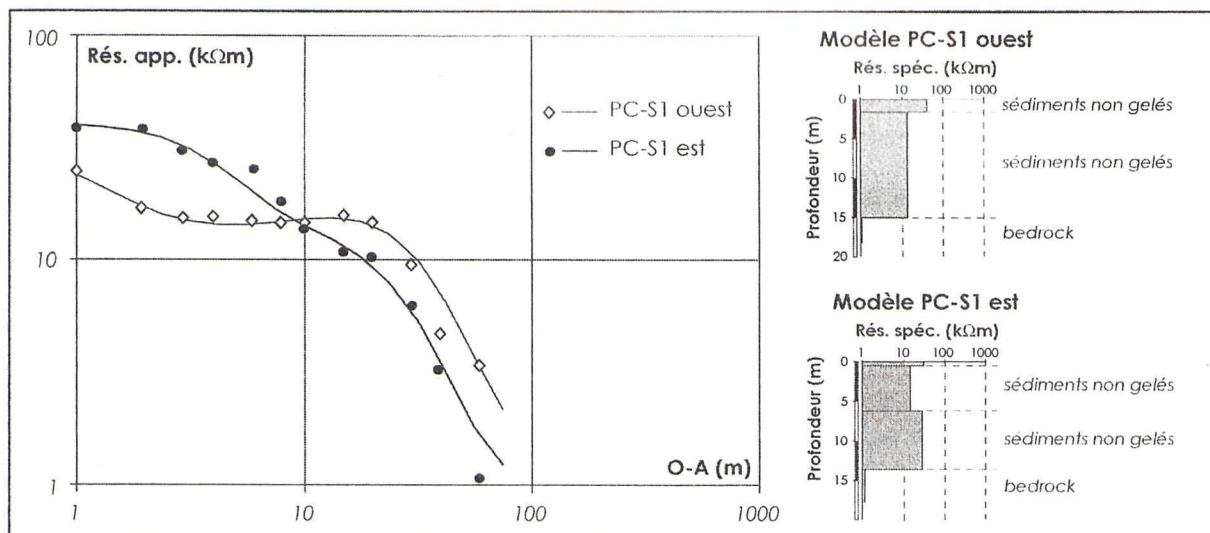


Fig. 37 : Sondage PC-S1 réalisé sur l'éboulis du Petit Château.

L'interprétation géomorphologique des valeurs mesurées révèle l'absence probable de glace dans l'éboulis, bien que la forme de la courbe dessine des bosses vers l'écartement OA = 15 m. Ces bosses, correspondant à des résistivités sensiblement plus élevées que celles mesurées dans la première couche, peuvent être attribuées à la porosité de la formation. Le calcaire compact du Malm supérieur ne produisant pas beaucoup de fraction fine, les vides entre les blocs en profondeur ne sont pas forcément toujours colmatés. Il se peut également que le courant ait traversé une portion de bedrock karstifié se situant à une profondeur d'environ 10 m. Le bedrock ne devrait en effet pas être très loin de la surface de l'éboulis, surtout en haut de la pente. L'exposition et l'altitude de cet éboulis, ainsi que la localisation du sondage dans la partie supérieure de la pente, ne sont pas non plus favorables au développement d'un pergélisol. Un profil de sismique-réfraction aurait certainement pu apporter des réponses à cette situation douteuse. L'analyse des propriétés thermiques complètera cette interprétation.

5.6.2.2 Propriétés thermiques de l'éboulis

Cet éboulis a bénéficié de 19 mesures BTS couvrant un profil amont-aval. Bien que l'échantillon soit petit, une certaine tendance s'affiche (cf. fig. 38). Les températures positives sont limitées au secteur supérieur de l'éboulis alors que le sol se refroidit vers le pied de pente. Comme pour l'éboulis du Creux du Bouis, la transition entre les températures positives et froides (jusqu'à -6°C) se fait brutalement en l'espace de 25 m seulement.

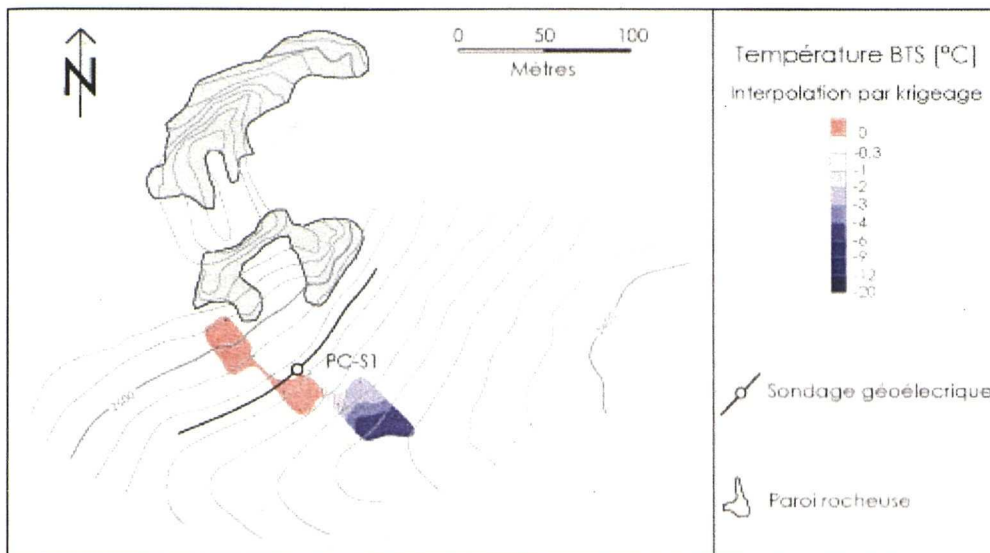


Fig. 38 : Interpolation par krigeage simple de 19 mesures BTS relevées le 18.03.2005 sur l'éboulis du Petit Château et emplacement du sondage PC-S1.

Cette distribution est peut-être due à l'existence d'un système de ventilation interne. Par ailleurs, de petites cheminées ont été photographiées au sommet de l'éboulis dans une couverture neigeuse ne dépassant pas 15 cm par endroits (cf. photo 29). Il est important de remarquer que la neige fond lors des sorties d'air chaud, puis regèle lorsque la ventilation s'arrête laissant des traces visibles de cette métamorphose dans les cristaux de neige déformés qui composent les parois des cheminées (cf. photo 30).

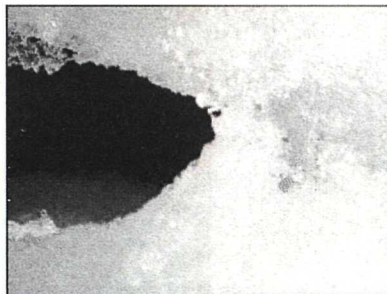


Photo 29 (à gauche) : Petite cheminée (funnel) observée sur la partie supérieure de l'éboulis du Petit Château le 18.03.2005. La casquette à gauche donne l'échelle de grandeur (Photo : Kim Pieracci).

Photo 30 (à droite) : Détail d'une petite cheminée (funnel)

observée sur la partie supérieure de l'éboulis du Petit Château le 18.03.2005. Les cristaux de neige sur le bord intérieur de la cheminée sont déformés par les nombreuses transformations dues aux cycles gel-dégel occasionnés par le système de ventilation (Photo : Kim Pieracci).

Le système qui semble fonctionner au sein de cet éboulis laisse penser que du pergélisol pourrait exister en pied de pente. Malheureusement, il n'existe pas de mesures géoélectriques qui concernent cette portion du terrain. Il manque également des enregistrements en continu pour pouvoir s'exprimer avec plus de certitude sur l'existence d'un système de ventilation interne.

5.6.2.4 Synthèse

Le pergélisol semble être absent dans la partie supérieure de cet éboulis. D'après les mesures BTS, il est évident que la surface du sol est plus chaude dans ce secteur qu'en pied de pente. Cette constatation et l'observation de petites cheminées à l'apex suggèrent que du pergélisol peut occuper le pied de pente en raison de l'existence d'un système de ventilation fonctionnant peut-être à l'intérieur du versant.

5.7 Grand Château

5.7.1 Caractéristiques géomorphologiques

Le Grand Château, comme son nom l'indique, est une imposante masse rocheuse constituée de calcaires compacts du Malm supérieur (cf. 4.3.3). Sa paroi N est presque parfaitement verticale et donne naissance à un voile d'éboulis très large (700 m environ) et peu développé verticalement (100 m au maximum), entre 2250 et 2390 m (cf. photo 31). Plusieurs cônes coalescents se succèdent d'E en W jusqu'au protalus rampart présent dans la partie W du secteur (cf. 4.4.6). Ce protalus rampart est composé de trois bourrelets successifs dont la taille diminue avec l'altitude. La morphologie du front, ainsi que la présence d'une importante fraction fine, suggèrent la possible activité de cette formation (cf. photo 32).

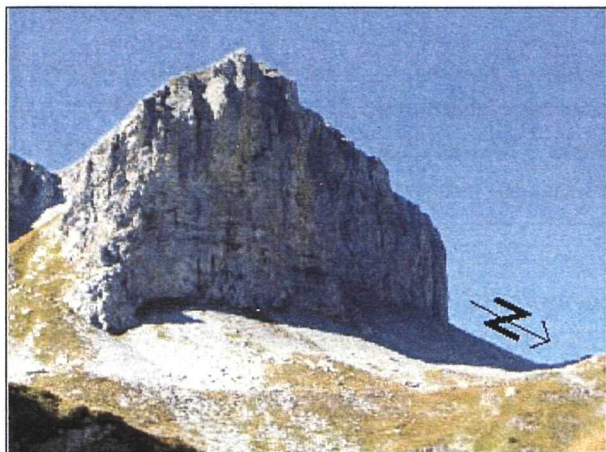


Photo 31 : Eboulis du Grand Château (Photo : Kim Pieracci).



Photo 32 : Front du protalus rampart du Grand Château (Photo : Simon Kellenberger).

La plupart des cônes se terminent dans le secteur distal par un bourrelet mesurant 1 m de hauteur et sont occupés par des tâches de végétation dans leur partie sommitale (cf. photo 33).



Photo 33 : Bourrelet basal et végétation dans la partie supérieure d'un cône composant le voile d'éboulis du Grand Château (Photo : Kim Pieracci).

Tous les cônes, ainsi que le protalus rampart, sont granoclassés longitudinalement : des particules millimétriques à centimétriques occupent le haut du versant, alors que le pied de la pente est constitué principalement d'éléments décimétriques. L'effet d'ombre engendré par la haute paroi est très important de par l'exposition N des éboulis, comme le montrent les photos.

Tout le secteur étudié se trouve à l'intérieur de la ceinture de pergélisol discontinu calculée à 2200 m pour l'exposition N dans les Hautes Alpes Calcaires par PHILLIPS & REYNARD (1996).

5.7.2 Mesures effectuées, résultats obtenus et interprétation

En mars 2004, les premières **mesures BTS** ont été prises sur cet éboulis, qui a également fait l'objet des premières prospections géoélectriques de cette recherche. **Un premier sondage** réalisé horizontalement en pied de pente pendant l'été 2004 a été suivi d'un **deuxième sondage** effectué parallèlement dans la partie supérieure de l'éboulis. Un **troisième sondage** a été réalisé sur le bourrelet inférieur du protalus rampart. **Un traîné horizontal** s'étalant depuis les éboulis à l'extrémité W et traversant le protalus rampart, jusqu'aux cônes au centre du voile d'éboulis, a également été effectué. En septembre 2004, et jusqu'à fin juillet 2005, **cinq mini-loggers UTL-1** ont été placés pour étudier le régime thermique de surface de cette accumulation : deux sur l'éboulis et trois sur le protalus rampart, selon un profil vertical. Les mesures BTS ont été répétées en mars 2005.

5.7.2.1 Propriétés électriques de l'éboulis

Eboulis

Il existe une différence évidente entre les deux sondages réalisés : les résistivités grimpent d'en haut vers le bas du versant (cf. fig. 39). Trois couches distinctes sont mises en évidence par la prospection géoélectrique de GC-S1. Le niveau de surface, mesurant 3.4 m d'épaisseur, présente une résistivité de 32.5 k Ω m et surmonte un deuxième niveau de la même épaisseur, mais plus résistant (113 k Ω m). Sous 7 m de sédiments la couche basale affiche une résistivité de 2.5 k Ω m. GC-S2 distingue quatre couches successives. La première mesure 0.6 m et est peu résistante (3 k Ω m). Elle surmonte deux couches d'une épaisseur

totale de 14.3 m (4.7 m pour la deuxième et 9.6 m pour la troisième couche), qui affichent des résistivités faibles comprises entre 14.5 et 32 k Ω m. Enfoui sous 15 m de débris, le quatrième niveau présente une résistivité de 0.5 k Ω m.

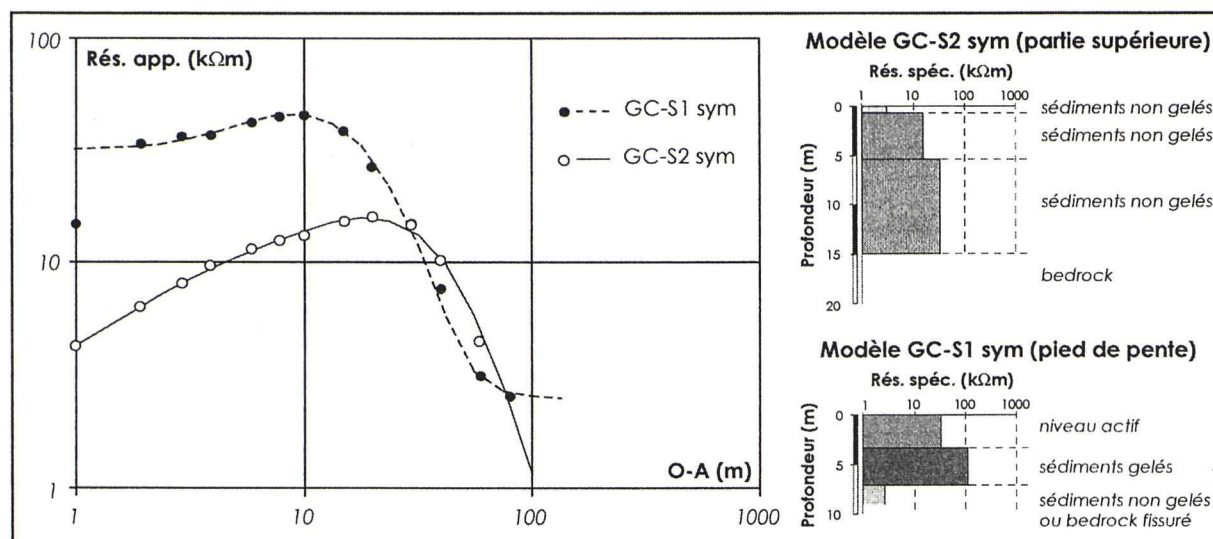


Fig. 39 : Sondages GC-S1 et GC-S2 réalisés sur l'éboulis du Grand Château.

Le sondage réalisé en pied de pente révèle probablement l'existence d'un niveau de pergélisol confiné à la deuxième couche identifiée. Les résistivités de 113 k Ω m, comparées à ce qui a été mesuré dans la première et la troisième couche, sont relativement élevées et ne correspondent pas à ce qui a été mesuré dans l'éboulis poreux du Petit Château. La forme en cloche de la courbe également suggère la présence d'un niveau gelé sous une couche active de 3.4 m d'épaisseur. De plus, le bourrelet présent à la base de l'éboulis correspond à une forme de fluage engendré par la déformation de la glace enfouie dans les couches profondes. GC-S2, par contre, semble indiquer qu'à cet endroit l'éboulis ne contient pas de pergélisol. Bien que la courbe dessine une cloche certaine et que les valeurs demeurent faibles – mais quand même suffisamment élevées pour correspondre à un pergélisol – comme les courbes caractéristiques des éboulis poreux et exempts de glace (cf. 5.6.2.1), la position topographique en haut de la pente permet de douter qu'il s'agisse d'un pergélisol. Les niveaux profonds prospectés correspondent à la roche en place pour GC-S2 et probablement à du matériel poreux pour GC-S1. Il est intéressant de remarquer que l'éboulis est plus épais dans sa partie supérieure qu'en pied de versant. Cette différence, qui s'élève à 8 m, pourrait être expliquée par la morphologie de la paroi du Grand Château. En effet, elle s'enfouit presque verticalement dans les sédiments et il est possible qu'un pli existe en profondeur redonnant un pendage plus horizontal aux couches qui la composent. Cette « morphologie en L » expliquerait la diminution de l'épaisseur de l'éboulis du haut vers le bas du versant après le colmatage de la dépression par les blocs.

Cette distribution – supposée – du pergélisol reflète ce qui a été observé la plupart du temps dans les éboulis, en l'occurrence une opposition amont-aval. Les mesures du régime thermique compléteront cette interprétation géomorphologique.

Protalus rampart

La branche ouest de GC-S3 (cf. fig. 40) montre une résistivité de 22.5 kΩm pour la première couche de surface d'une épaisseur de 0.8 m, sous laquelle se cachent trois autres niveaux. La deuxième couche présente une résistivité de 9 kΩm sur 2.8 m d'épaisseur et la troisième une résistivité de 35 kΩm sur 7.8 m. Dessous, le dernier niveau affiche une résistivité de 0.3 kΩm. La branche est ne compte que trois niveau successifs. Une première couche de 3.4 m d'épaisseur à très faible résistivité (11.8 kΩm) surmonte une deuxième couche plus résistante (77 kΩm) d'une épaisseur de 7 m. Le dernier niveau est caractérisé par une résistivité de 1 kΩm.

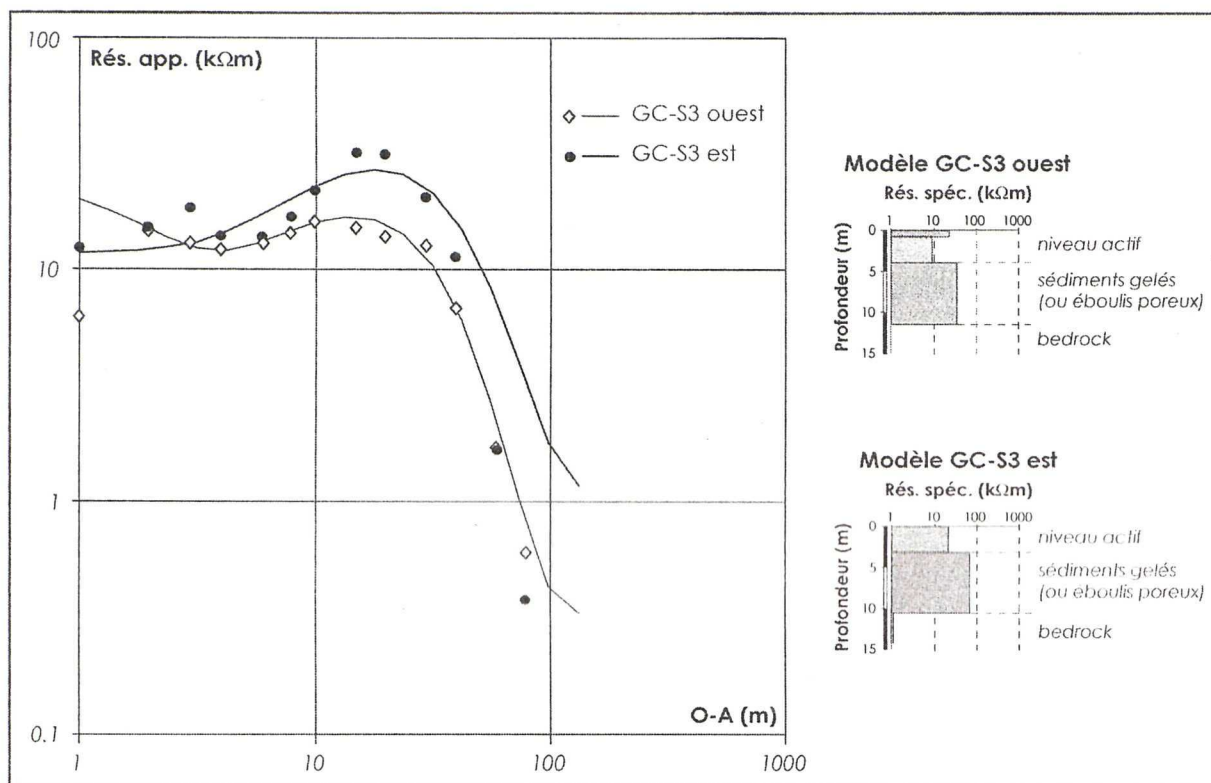


Fig. 40 : Sondage GC-S3 réalisé sur le protalus rampart du Grand Château.

Avec un intervalle inter-électrodes de 10 m, le traîné horizontal GC-T1 (cf. fig. 42) prospecte le terrain à 5-10 m de profondeur environ, en l'occurrence en plein milieu de la couche résistante mesurée par GC-S3. Il traverse de part en part le protalus rampart à la hauteur du deuxième bourrelet. Les valeurs sont plus élevées vers l'W (35-70 kΩm), alors qu'elles restent stables à 20-35 kΩm dans la partie centrale, là où le sondage a été réalisé. La résistivité du sous-sol passe au-dessous de 7 kΩm aux extrémités E et W du protalus rampart.

Cette prospection géoélectrique indique que la formation est probablement occupée par du pergélisol. Autant la forme des courbes de GC-S3 que l'ampleur des résistivités mesurées pourraient appuyer une interprétation de ce type. La géomorphologie en bourrelets successifs, synonyme de fluage, avalise cette hypothèse. La couche active, non gelée, s'étale verticalement sur 3.5 m environ et recouvre un niveau de 7 m occupé par du pergélisol. La couche basale est constituée par la roche en place. La quantité de glace ne doit pas être très importante car les valeurs mesurées restent très faibles par rapport à ce qui

a été mesuré aux Charmettes par exemple (cf. 5.2). De plus, il s'agirait d'un pergélisol probablement tempéré et donc peu résistant. Ce dernier point pourrait expliquer le fluage plus développé de cette portion du terrain par rapport aux éboulis du Grand Château précédemment étudiés. En effet, une glace proche du point de fusion se déforme plus facilement qu'une glace très froide. Il est intéressant de remarquer la différence de résistivité entre la branche E de GC-S3 et ce qui a été mesuré par GC-T1 dans le même secteur. Le sous-sol est plus résistant au niveau du bourrelet basal (77 kΩm pour la deuxième couche repérée) qu'à la hauteur du deuxième bourrelet, à peine 10 m plus haut (20-35 kΩm). Est-ce que cette différence reflète la distribution de la glace, réglée, comme dans d'autres cas, par une série de processus qui favorisent la formation et/ou le maintien de glace dans la partie inférieure des pentes ? Il manque trop de données pour affirmer cela. Notamment, il aurait au moins fallu réaliser un traîné ou un sondage dans le sens de la pente. Comme pour les autres cas précédemment décrits, des éléments ultérieurs seront pris en compte d'après l'étude du régime thermique de surface pour expliquer l'origine de cette situation.

5.7.2.2 Propriétés thermiques de l'éboulis

Eboulis

Deux mini-loggers ont été placés sur l'éboulis, qui a fait l'objet du sondage GC-S1, le long d'un profil vertical. GC-L1 se situe en pied de pente alors que GC-L2 mesure le régime thermique de surface une cinquantaine de mètres plus haut (cf. fig. 42).

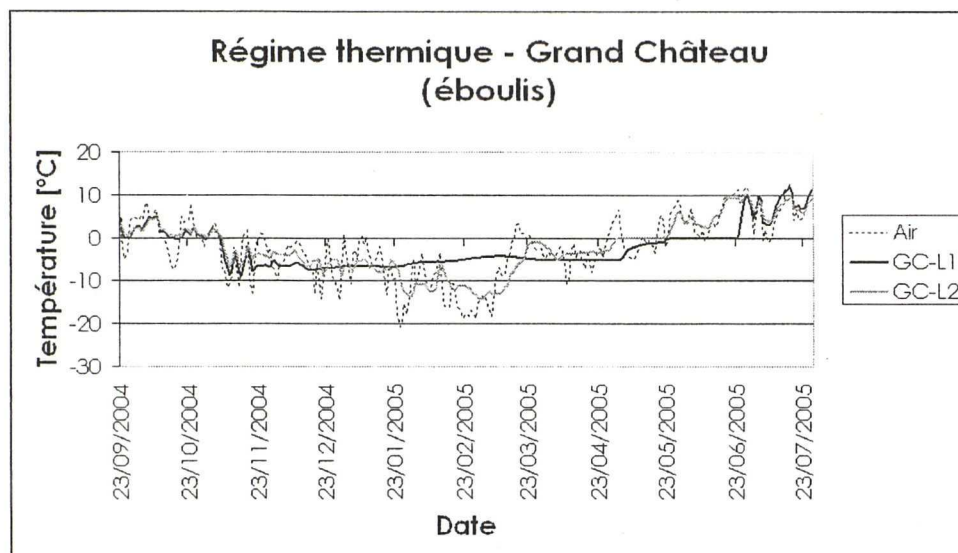


Fig. 41: Régime thermique de surface enregistré sur l'éboulis du Grand Château entre septembre 2004 et août 2005.

Les courbes (cf. fig. 41) sont presque identiques jusqu'au 16 décembre 2004, date à partir de laquelle la température se stabilise pour ce qui est de GC-L1, alors qu'elle continue d'osciller en fonction de la température de l'air à l'emplacement de GC-L2. La température en pied de pente à cette date est de -7.4°C et elle se maintient ainsi jusqu'au 20 janvier 2005 (un jour après la première grosse chute de neige). A ce moment, GC-L1 se réchauffe gentiment et atteint -4.5°C le 16 mars 2005. Un léger refroidissement de 0.3°C se manifeste alors jusqu'au 4 mai 2005, après quoi le réchauffement printanier du sol débute. Durant cette longue période, GC-L2 n'arrête pas d'enregistrer des températures qui évoluent parallèlement à la

température de l'air, bien que les variations soient retardées et leur ampleur limitée. La température de la surface du sol baisse jusqu'à -14.1°C le 3 mars 2005. C'est la température minimale enregistrée durant cet hiver. Le *zero curtain* débute le 2 mai 2005 pour GC-L2 alors qu'il faut attendre encore vingt-trois jours pour GC-L1.

Ce comportement indique que GC-L2 n'a jamais été recouvert par plus de 80-100 cm de neige pendant l'hiver (ce qui a empêché d'ailleurs de réaliser des mesures BTS dans ce secteur le 17 mars 2005). Par contre, la neige a bien atteint cette épaisseur minimale, en tout cas à partir du 16 décembre 2004, en pied de pente. Or, le 17 décembre 2004 la station climatique FUL2 enregistre une augmentation du manteau neigeux qui se poursuit pendant trois jours encore. Bien que les hauteurs de neige ne dépassent pas les 75 cm (FUL2), il est possible d'imaginer que les vents forts qui balayaient cette portion du terrain aient redistribué la neige dans les creux et dégagé les zones exposées, telle la partie supérieure de l'éboulis en question.

Quant à la mise en évidence d'un éventuel système de ventilation interne, aucune inversion n'est observable entre les courbes des mini-loggers et la température de l'air. De plus, GC-L2 n'enregistre jamais des températures positives durant tout l'hiver. Le fait qu'aucune variation brutale ne soit enregistrée par GC-L1 pendant les deux importantes vagues de froid de janvier et février ne témoigne pas en faveur de l'existence d'un tel système au sein de l'éboulis. Au contraire, durant ces deux vagues de froid le terrain se réchauffe, bien que de peu, en pied de pente. Ce comportement peut être expliqué par un apport considérable de neige, pour la première fois de la saison. Le manteau isole le terrain qui se réchauffe et évolue vers WEqT. Cette température hivernale d'équilibre semble atteinte vers la fin du mois de mars. Elle est de -5.1°C et indique la présence probable d'un pergélisol en pied de pente.

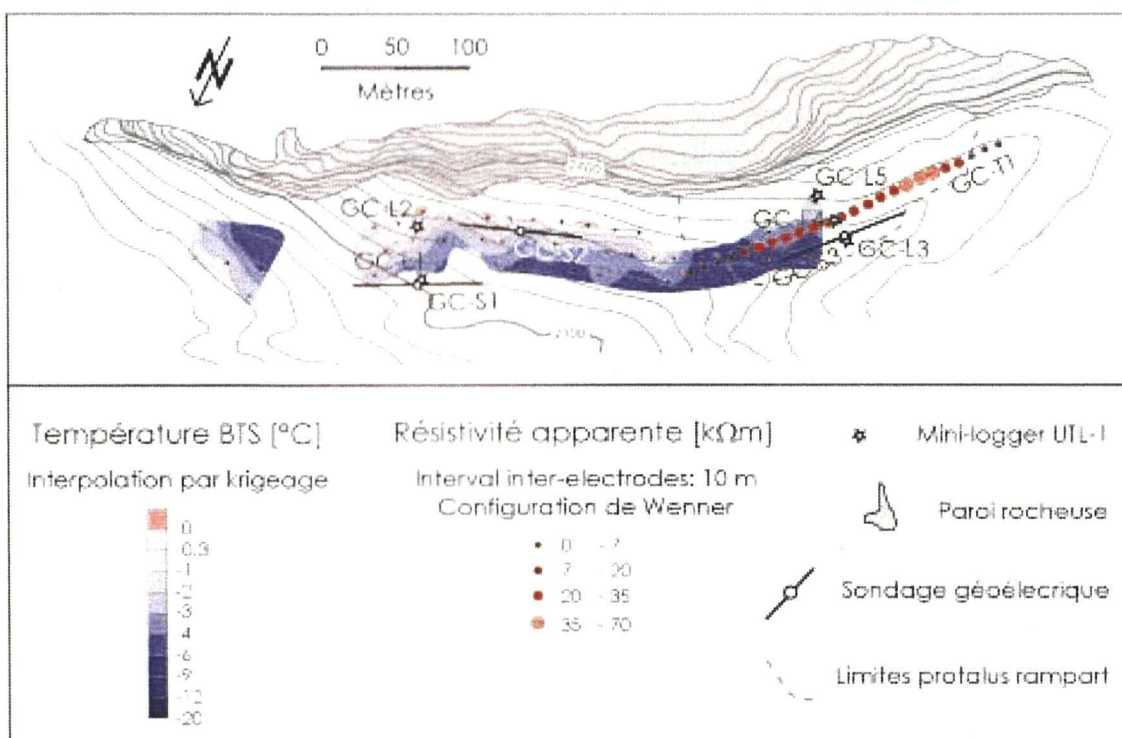


Fig. 42 : Résistivités apparentes mesurées sur le protalus rampart du Grand Château, interpolation par krigeage simple de 68 mesures BTS relevées le 16.03.2004, emplacements des mini-loggers UTL-1 et des sondages GC-S1, GC-S2 et GC-S3.

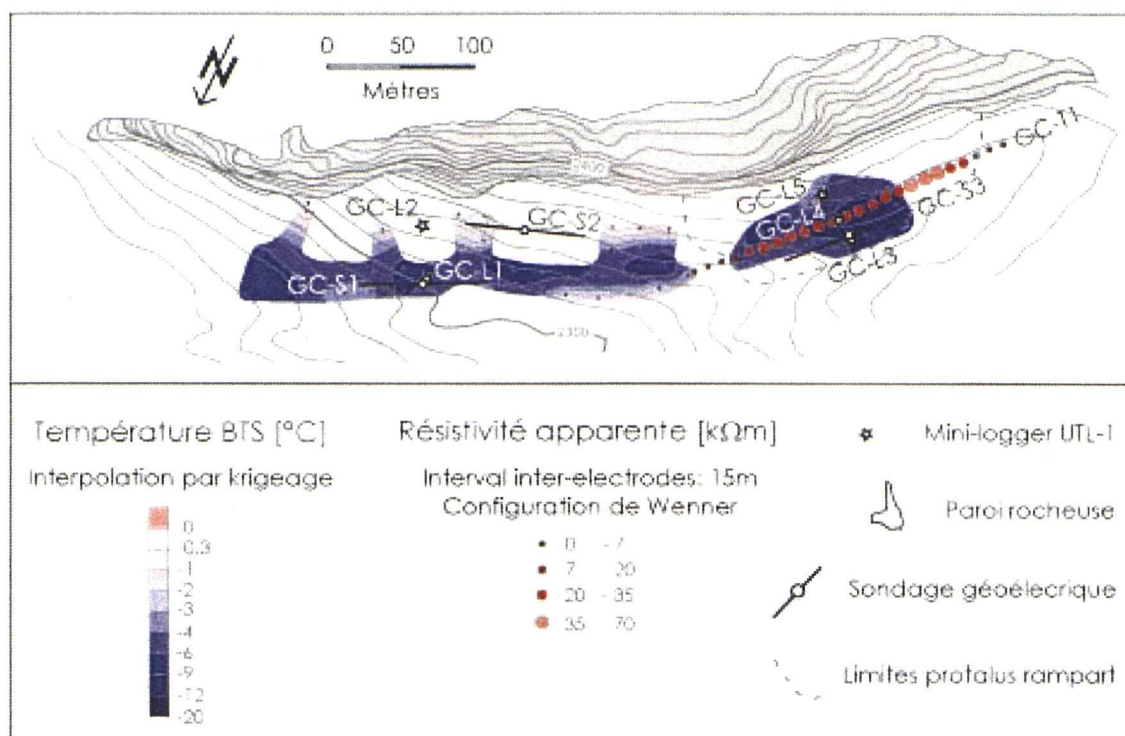


Fig. 43 : Résistivités apparentes mesurées sur le protalus rampart du Grand Château, interpolation par krigeage simple de 67 mesures BTS relevées le 17.03.2005, emplacements des mini-loggers UTL-1 et des sondages GC-S1, GC-S2 et GC-S3.

L'analyse des deux campagnes de mesures BTS (cf. fig. 42 et fig. 43) dévoile quelques particularités souvent rencontrées dans les éboulis. Autant en 2004 qu'en 2005, une opposition amont-aval est mesurée. En 2004, trois mesures ponctuelles, confinées dans la partie supérieure du voile d'éboulis, affichent des valeurs légèrement positives (deux fois de 0.12°C et une fois de 0.19°C). Toutefois, la marge d'erreur des sondes utilisées ne permet pas de croire sans réserve à ces résultats (cf. 3.2.2.3). En 2005, aucune valeur positive n'est mesurée. Cette situation suggère que la température moyenne du sous-sol soit inférieure à 0°C. Globalement, les températures sont plus froides en 2005 qu'en 2004. En 2004 la moyenne des BTS réalisées est de -2.7°C, alors qu'elle est de -4.6°C l'année d'après. Cette différence découle du fait que l'hiver 2004-2005 a été beaucoup plus froid que l'hiver 2003-2004 (cf. 4.2.1).

En conclusion, bien qu'il existe une augmentation certaine des températures de l'aval à l'amont (autant les BTS de 2004 que celles de 2005), il n'est pas possible d'affirmer avec certitude que ce comportement soit causé par un système de ventilation interne (pas d'indices évidents dans les courbes GSTM). Il est toutefois possible qu'un système de ventilation fonctionne épisodiquement au sein de cet éboulis, sans que les mini-loggers aient pu en détecter les indices. La stabilité globale des températures de surface en pied de pente résulterait d'une isolation efficace du terrain par la neige redistribuée en pied de pente par le vent. Les températures assez froides en pied de pente peuvent suggérer la présence de pergélisol, alors qu'il n'est certainement pas présent dans la partie supérieure du voile d'éboulis. Ces conclusions correspondent également à ce qui a été mesuré par la géoélectrique.

Protalus rampart

Trois mini-loggers UTL-1 ont été placés le long d'un profil vertical sur ce protalus rampart. GC-L3 se situe en pied de pente, sur le premier grand bourrelet basal, GC-L4 se situe sur le deuxième bourrelet, 20 m plus haut, alors que GC-L5 a été placé sur un petit bourrelet près du sommet du protalus rampart (cf. fig. 43).

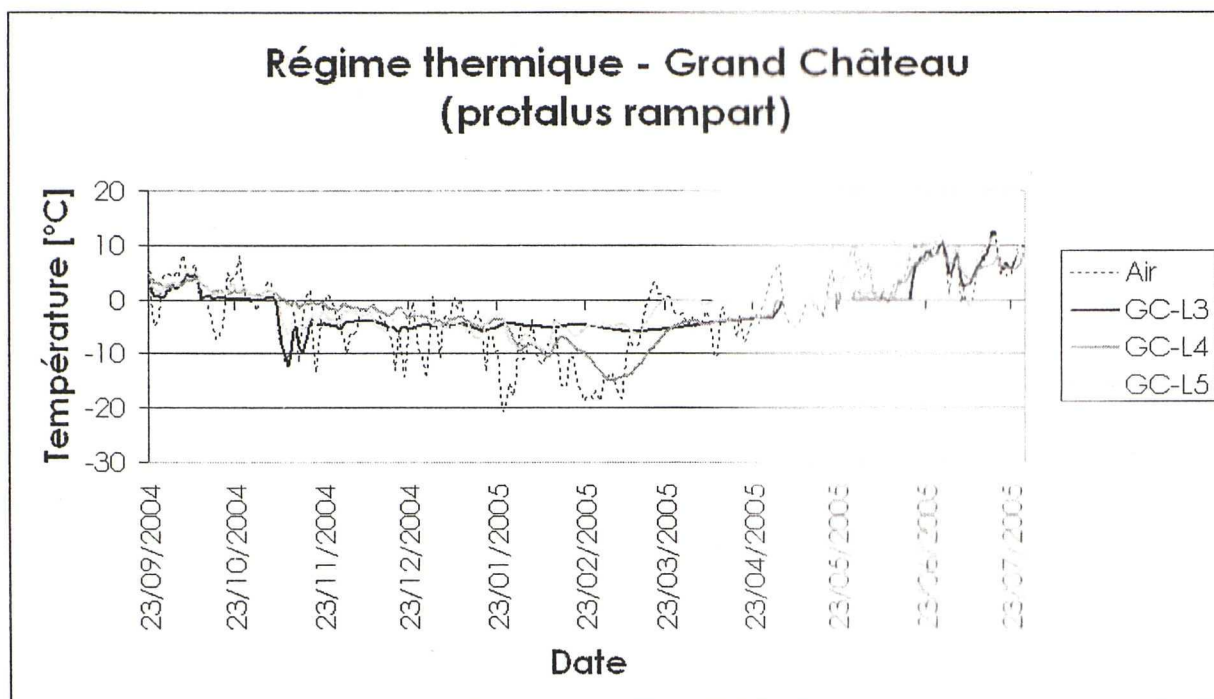


Fig. 44: Régime thermique de surface enregistré sur le protalus rampart du Grand Château entre septembre 2004 et août 2005.

Le régime thermique de surface enregistré par les trois capteurs (cf. fig. 44) est presque identique du début de la série jusqu'au 16 décembre 2004. Les températures plus froides s'observent en pied de pente et les plus chaudes dans la partie médiane de la formation. Les variations sont jusque là parallèles aux oscillations de la température de l'air, bien que l'ampleur de ces dernières soit plus importante. A partir du 17 décembre 2004, lorsque une vague de froid envahit la région, le comportement thermique aux trois emplacements se diversifie. Alors que GC-L3 continue de se refroidir jusqu'au 20 décembre 2004, les capteurs situés au milieu et au sommet du protalus rampart enregistrent une augmentation de la température de surface. Est-ce le signe d'un système de ventilation ? Par la suite, GC-L4 et GC-L5 oscillent en fonction de la température de l'air, alors que GC-L3 se maintient de manière stable autour des -5°C . Une autre petite inversion se produit du 26 au 29 décembre 2004 lorsque la température de l'air chute de -9 à $-14,6^{\circ}\text{C}$. Dans cette courte période, GC-L4 se refroidit de $0,4^{\circ}\text{C}$ alors que GC-L5 se réchauffe de $0,6^{\circ}\text{C}$. Le 19 janvier 2005 de grosses chutes de neige se produisent. La réaction aux trois emplacements est coordonnée. Les températures de surface augmentent assez rapidement pour chuter ensuite en raison de l'arrivée de la première importante vague de froid de janvier. Seul GC-L3 reste stable. Les deux autres capteurs ne doivent pas être recouverts d'un manteau neigeux très important, car les variations qu'ils enregistrent sont assez soudaines et amples. La deuxième importante vague de froid de février fait chuter la température du sol en GC-L4 (de $-5,6$ à $-14,8^{\circ}\text{C}$), alors

que la partie supérieure du protalus rampart se réchauffe de 1.8°C entre le 20 février et le 8 mars 2005. Ensuite, le réchauffement printanier débute.

Le peu de mesures BTS réalisées sur le protalus rampart (cf. fig. 42 et fig. 43) révèlent une légère opposition amont-aval, les températures plus froides se trouvant en pied de pente.

A la lumière de ces indices, il est possible de penser qu'il existe un système de ventilation à l'intérieur de cette formation. Celui-ci fonctionnerait pourtant mieux entre la partie médiane et la partie supérieure du protalus rampart, peut-être en raison des importantes quantités de neige présentes en pied de pente (neige redistribuée par le vent) ou en raison de la glace présente dans le protalus. Ces régimes thermiques suggèrent que le sous-sol est maintenu plus froid en pied de pente et que du pergélisol pourrait donc occuper ce secteur. D'ailleurs, la géoélectrique et la morphologie de surface en bourrelets successifs l'indiquent également.

5.7.2.3 Autres observations

Lors de la campagne de mesures BTS du 17 mars 2005, une petite fenêtre déneigée est visible dans la partie supérieure du protalus rampart (cf. photo 34). Ne se trouvant pas sur le côté du cône exposé à l'W – côté par lequel le vent souffle le plus souvent – et à la lumière de l'interprétation du régime thermique enregistré par les trois mini-loggers, il s'agit probablement d'une fenêtre de fonte ouverte par l'évacuation d'air chaud.

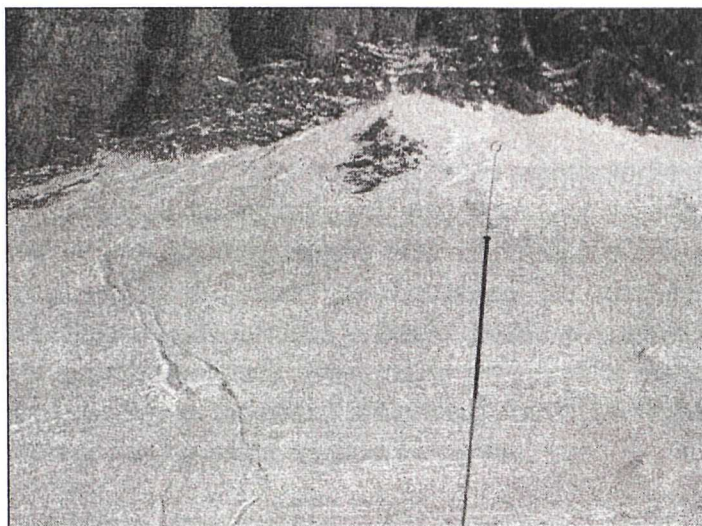


Photo 34 : Fenêtre de déneigement précoce observée sur la partie supérieure du protalus rampart du Grand Château en mars 2005 (Photo : Kim Pieracci).

Dans le même secteur, au mois de mai, les zones déneigées sont beaucoup plus grandes et évidentes. Des petites zones déneigées sont apparues également plus bas, vers la partie médiane-supérieure du protalus rampart, et plus à l'W (cf. photo 35).

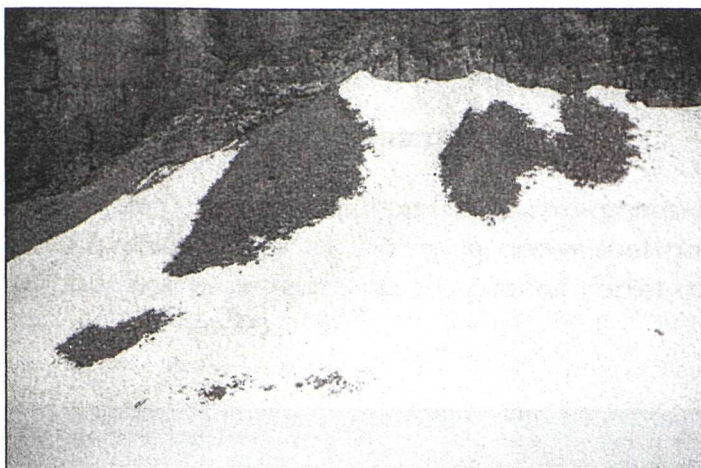


Photo 35 : Fenêtres de déneigement précoce observées sur la partie supérieure du protalus rampart du Grand Château en mai 2005 (Photo : Kim Pieracci).

5.7.2.4 Synthèse

Un corps de pergélisol enfoui occupe la partie inférieure de l'éboulis tandis que les sédiments ne sont pas englacés vers l'apex. Cette déduction est confirmée par la géoélectrique, par le régime thermique de surface au cours de l'hiver, par les deux campagnes de mesures BTS et par la morphologie de surface. Il ne semble toutefois pas qu'un système de ventilation fonctionne à l'intérieur de cette pente. Le processus dominant au sein de cet éboulis serait plutôt la redistribution de la neige en pied de pente par le vent (isolation thermique du sous-sol). Un effet d'ombre important contribue également à maintenir des températures froides dans la totalité du secteur.

Pour ce qui est du protalus rampart, la morphologie de surface, la géoélectrique ainsi que les mesures thermiques indiquent que le sous-sol est englacé en pied de pente. La présence de pergélisol n'est pas attestée dans la partie supérieure du protalus rampart mais ne peut pas être exclue en raison de l'absence de données. Un système de ventilation semble fonctionner, surtout dans la partie médiane-supérieure de la formation. Cela est attesté par l'enregistrement en continu de la température de la surface du sol et par l'observation de fenêtres de déneigement précoce à l'apex. Le vent assume également un rôle important en redistribuant la neige en pied de pente.

5.8 Col du Fenestral

5.8.1 Caractéristiques géomorphologiques

L'éboulis du Col du Fenestral est un des plus grands éboulis étudiés dans cette recherche. Il s'étend verticalement sur 240 m de dénivelé et horizontalement sur 400 m (700 m si on englobe aussi le secteur E qui n'a pas fait l'objet de recherches poussées), entre 2370 et 2600 m (cf. photo 36).



Photo 36 : Eboulis du Col du Fenestral (Photo : Christophe Lambiel).

Ce cône imposant présente une lithologie qui le distingue des autres éboulis. En effet, il s'agit du seul versant presque entièrement constitué d'une alternance de marnes et de calcaires argileux d'âge Berriasien (cf. 4.3.4). Il en résulte une granulométrie globale fine avec des cailloux centimétriques et une fraction millimétrique consistante. Peu de cailloux décimétriques sont présents sur la surface du terrain et uniquement en pied de pente. Ici et là, de rares blocs plus grossiers (calcaires compacts du Malm supérieur) apparaissent, mais ne constituent en tout cas pas une fraction qui mérite une considération particulière dans l'optique des processus géomorphologiques actifs au sein de l'éboulis. L'éboulis, de forme concave, est parsemé par des formes d'écoulement et de fluage superficielles, telles des loupes de solifluxion. Le versant est également parcouru par un nombre conséquent de laves torrentielles (cf. photo 37).

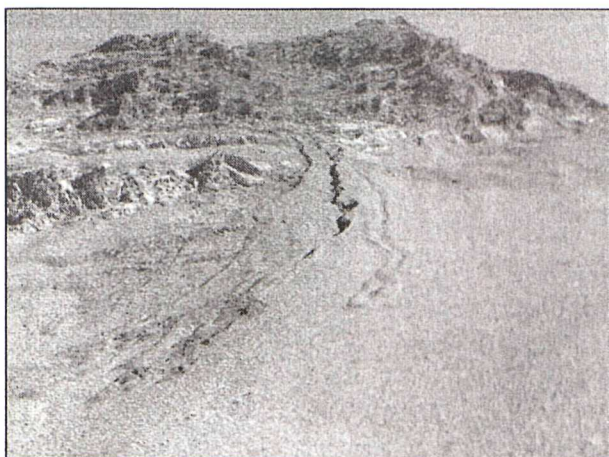


Photo 37 : Laves torrentielles sur l'éboulis du Col du Fenestral (Photo : Kim Pieracci).

Un autre aspect qu'il est utile de considérer ici est constitué par l'absence de hautes parois verticales à l'apex. Les parois ne sont que légèrement plus raides que l'éboulis et l'effet d'ombre en est en conséquence beaucoup plus réduit, bien qu'il s'agisse d'un versant exposé au NW.

Au pied de l'éboulis, un glacier rocheux s'est développé. Des rides et des sillons se succèdent, concaves vers l'aval. Les sillons sont parsemés de dolines thermokarstiques, alors que les rides sont souvent colonisées par la végétation sous forme de touffes d'herbe isolées. Son front, très étendu, n'est pas raide. Ces observations amènent à croire qu'il s'agit d'un glacier rocheux fossile (cf. photo 38).



Photo 38 : Glacier rocheux (probablement fossile) au pied de l'éboulis du Col du Fenestral (Photo : Kim Pieracci).

L'éboulis étudié en tant que tel, se trouve à l'intérieur de la ceinture de pergélisol discontinu, calculée à 2400 m pour l'exposition NW dans les Hautes Alpes Calcaires par PHILLIPS & REYNARD (1996). Par contre, le pied de pente et le glacier rocheux sont exclus de ce secteur, le front du glacier rocheux se situant entre 2300 et 2350 m.

5.8.2 Mesures effectuées, résultats obtenus et interprétation

Deux sondages, dans le sens de la pente dans la zone médiane et perpendiculairement à la pente en pied de versant, ont été réalisés sur l'éboulis en été 2004. **Un troisième sondage** horizontal a été effectué, par contre, sur le glacier rocheux, à proximité du sentier balisé. De septembre 2004 à fin juillet 2005, **trois mini-loggers UTL-1** ont enregistré la température de la surface du sol à proximité des centres des sondages géoélectriques. Une tentative de mesures BTS en mars 2005 a échoué à cause du danger d'avalanches trop prononcé. Un prélèvement de matériaux rocheux a été opéré, en vue d'une **analyse granulométrique**, à l'emplacement du sondage dans la partie médiane du talus (cf. fig. 45).

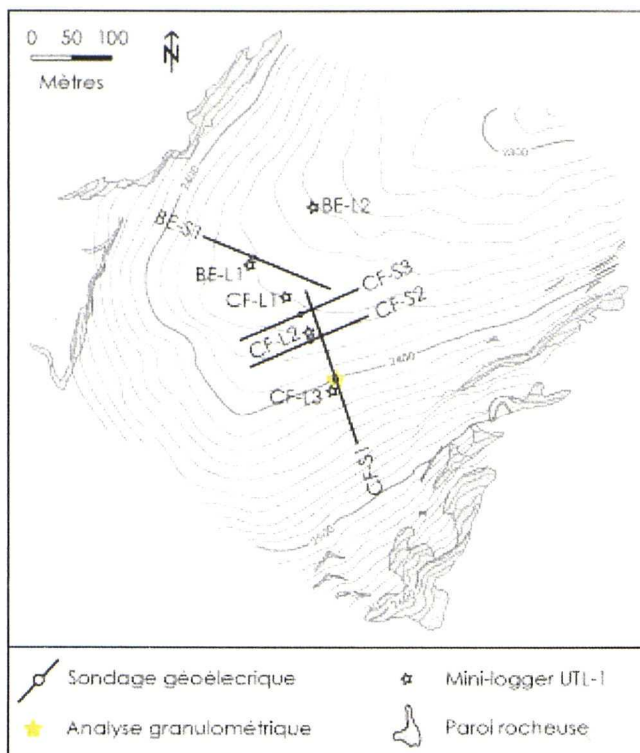


Fig. 45 : Emplacements des mini-loggers UTL-1, des sondages CF-S1, CF-S2, CF-S3 et BE-S1 et de l'échantillon CF-G1 pour l'analyse granulométrique.

5.8.2.1 Propriétés électriques de l'éboulis

CF-S1 a été réalisé dans le sens vertical par rapport à la pente et révèle l'existence de deux niveaux distincts (cf. fig. 46). Le niveau de surface mesure 12.2 m et est très peu résistant (5.35 k Ω m). Le niveau basal est caractérisé par une résistivité de 0.93 k Ω m. CF-S2, réalisé horizontalement, révèle par contre quatre niveaux successifs. Un premier niveau de surface mesurant 6 m et peu résistant (9.3 à 10.5 k Ω m) est suivi par une deuxième couche de résistivité très faible (1 k Ω m) mesurant 6.45 m. Dessous, la couche de fond est à peine plus résistante (3.5 k Ω m).

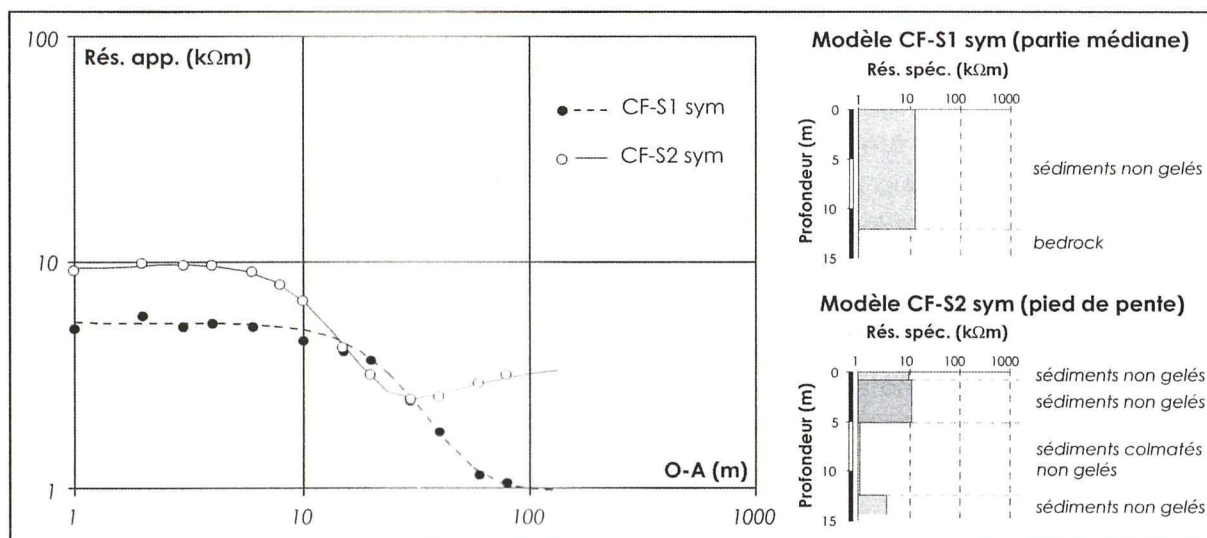


Fig. 46 : Sondages CF-S1 et CF-S2 réalisés sur l'éboulis du Col du Fenestral.

L'interprétation géomorphologique de ces mesures géoélectriques ne peut tenir compte que partiellement des sondages paramétriques effectués, car ici, contrairement aux éboulis précédemment étudiés, les résistivités sont très faibles (cf. fig. 12) et la lithologie de cet éboulis est de nature différente (cf. 4.3.4). En raison de cela, l'interprétation qualitative des courbes renseigne probablement d'avantage que l'analyse des valeurs dans l'absolu. Ainsi, les courbes ne dessinant pas de véritables cloches, elles n'indiquent pas la présence de pergélisol dans le sous-sol. Quantitativement, les valeurs non plus ne coïncident pas à celles généralement mesurées (même ailleurs) dans des terrains englacés. Ces résistivités très faibles indiquent que l'assemblage de matériaux composant le sous-sol n'est que très peu poreux (ou pas du tout pour ce qui est de la troisième couche repérée par CF-S2). Il est également possible de penser que les vides entre les éléments rocheux soient saturés en eau. Ainsi, cette forte humidité du terrain expliquerait l'absence de glace dans les couches profondes de l'éboulis en raison d'une capacité thermique plus importante (cf. 2.1.1, 2.4.2). La couche plus résistante, prospectée en pied de versant par CF-S2, pourrait correspondre à un niveau plus poreux que les autres étant donné que les blocs sont plus grossiers (ainsi que les vides interstitiels) dans le secteur distal qu'à l'apex de l'éboulis. Cette interprétation sera ajustée par la suite d'après les analyses thermiques et granulométriques effectuées.

Le sondage CF-S3 a été réalisé sur le glacier rocheux situé dans la combe aux pieds du Col du Fenestral. Il met en évidence trois couches très faiblement résistantes (cf. fig. 47). En surface, une couche de 0.6 m d'épaisseur ($0.5 \text{ k}\Omega\text{m}$), surmonte un deuxième niveau plus épais (3.8 m) et plus résistant ($6.7 \text{ k}\Omega\text{m}$). Le niveau basal présente une résistivité de $1.4 \text{ k}\Omega\text{m}$.

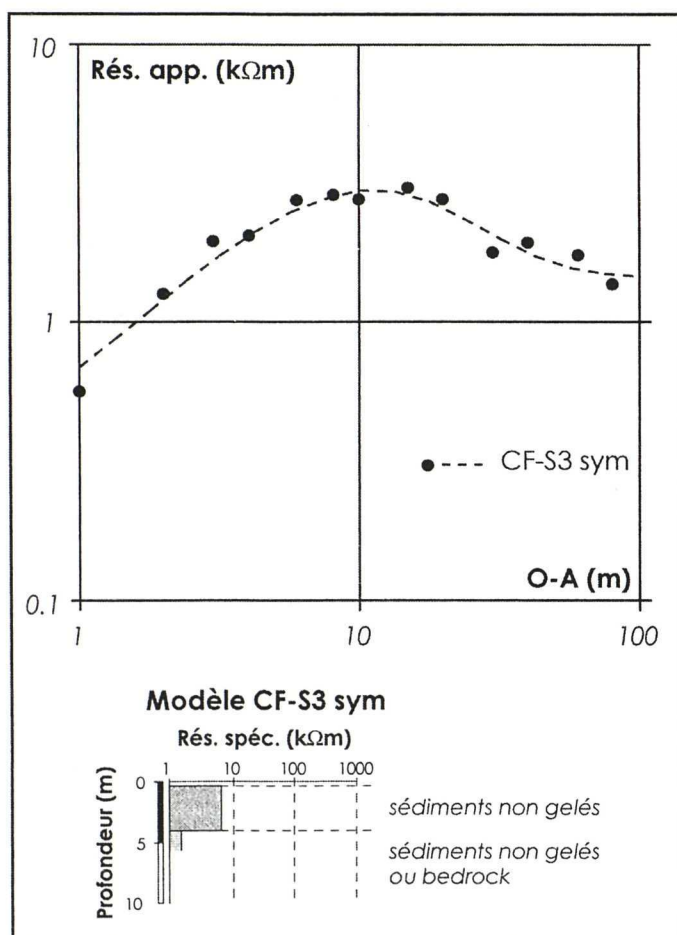


Fig. 47 : Sondage CF-S3 réalisé sur le glacier rocheux du Col du Fenestral.

Il est difficile d'affirmer que la deuxième couche contienne de la glace en fonction de la forme en cloche qu'assume la courbe des résistivités apparentes (il existe quand même une petite chance pour que ce soit du pergélisol). En effet, les résistivités calculées demeurent très faibles (cf. fig. 12). Ce niveau pourrait être interprété comme un assemblage plus poreux que les autres. En raison de cela, ce glacier rocheux est fossile comme le suggèrent la morphologie peu raide de son front, la présence de dolines thermokarstiques dans les sillons qui recouvrent la totalité du glacier rocheux et la végétation qui occupe la presque totalité de la formation.

5.8.2.2 Propriétés thermiques de l'éboulis

Trois mini-loggers UTL-1 ont été placés au Col du Fenestral. CF-L1 se situe sur le glacier rocheux, CF-L2 en pied de pente de l'éboulis et CF-L3 cent mètres plus haut, à la hauteur de CF-S1 (cf. fig. 45).

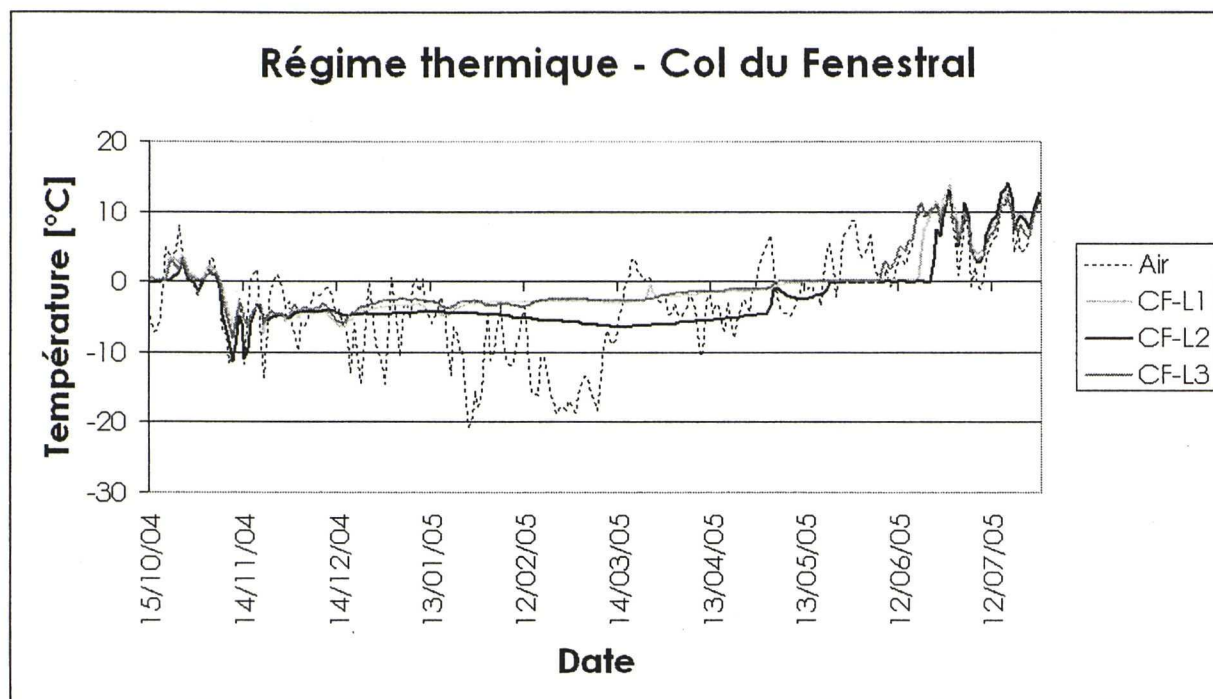


Fig. 48: Régime thermique de surface enregistré sur l'éboulis (CF-L2, CF-L3) et sur le glacier rocheux (CF-L1) du Col du Fenestral entre octobre 2004 et août 2005.

Les premières importantes chutes de neige du 17 au 20 décembre 2004 entraînent une stabilisation des courbes des températures de surface aux trois emplacements, alors qu'avant, elles variaient parallèlement à la température de l'air (cf. fig. 48). Le 22 décembre 2004, les trois emplacements affichent des valeurs comprises entre -3.5 et -4.5°C. Bien que le manteau neigeux ne soit pas très épais (< 70 cm) et qu'à ce moment là les températures enregistrées dans les autres éboulis de la région fluctuent sensiblement, dans cet éboulis les températures de surface se stabilisent. Les deux importantes vagues de froid de janvier et février 2005 ne se font ressentir que très faiblement à la surface du sol. Toutefois, CF-L2 enregistre une baisse régulière de température de 2.75°C entre le 19 janvier 2005 et le 18 mars 2005, date à partir de laquelle débute le réchauffement printanier. La température à ce moment est de -6.4°C. Au cours de cette période, CF-L3 se réchauffe de manière régulière de -3.6 à -2.7°C. La courbe de CF-L1 est globalement superposée à celle de CF-L3.

Ce comportement thermique peut avoir deux origines. D'une part, les grandes chutes de neige du 19 janvier 2005 ont pu isoler le terrain de manière importante, grâce aussi aux avalanches qui ont peut-être concentré de grandes quantités de neige dans la moitié inférieure de la pente, là où se trouvent les mini-loggers. Ce phénomène expliquerait l'absence de réactions soudaines aux variations brutales de la température de l'air. D'autre part, ce comportement « anormal » découle vraisemblablement de la granulométrie de l'éboulis. En effet, il a été expliqué plus haut (cf. 2.4) que la présence d'une importante fraction fine entre les blocs augmente la capacité de rétention d'eau (et donc la capacité

thermique) et réduit la porosité du sous-sol. Cette situation engendre des échanges thermiques par conduction essentiellement. Ainsi, alors que, dans les autres éboulis de la région, l'air peut circuler en profondeur en raison de la forte porosité, au Col du Fenestral ce système ne fonctionne pas et les variations de température en surface sont donc moins brutales.

Comme l'histoire de la mise en place du manteau neigeux sur tous les éboulis de la région est censée être très similaire, il est probable que ce comportement thermique particulier soit imputable à la granulométrie de la formation. L'absence d'un système de ventilation interne limite la probabilité de formation et/ou de maintien d'un pergélisol dans cet éboulis. Néanmoins, les températures en pied de pente sont globalement plus froides que dans la partie médiane-supérieure. Cette différence est probablement explicable par la redistribution de la neige par les avalanches et par le fait que la granulométrie est plus grossière en pied de pente.

Ces considérations, en parallèle avec les résultats fournis par la géoélectrique, suggèrent que le pergélisol est absent de ce versant. La morphologie de surface également ne semble pas présenter de creep profond, mais plutôt de la solifluxion qui concerne les niveaux de surface. Pourtant, les températures hivernales de surface enregistrées en pied de pente par CF-L2 sont tout de même froides et semblent pouvoir indiquer la présence de pergélisol. Les analyses granulométriques renseignent d'avantage sur ces questions.

5.8.2.3 Propriétés granulométriques de l'éboulis

L'échantillon CF-G1 a été prélevé à l'emplacement du sondage géoélectrique CF-S1, sous 20 cm de sédiments. La porosité du volume total de cet amas de matériel rocheux est de 41%¹⁴ et l'aspect correspond à ce qui a été observé dans une coupe (cf. photo 39) creusée une cinquantaine de mètres à côté, dans un chenal de lave torrentielle.

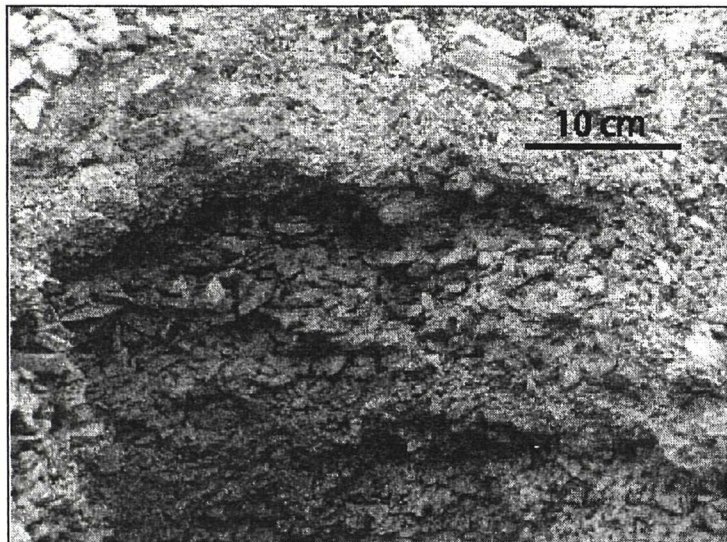


Photo 39 : Aspect du sédiment observé dans une coupe réalisée manuellement dans un chenal de lave torrentielle (cf. photo 40) dans l'éboulis du Col du Fenestral (Photo : Kim Pieracci).

¹⁴ Echantillon sec dans le seau : 16.92 kg ; Echantillon dans le seau rempli d'eau : 21.87 kg ; Eau ajoutée : 4.95 dm³ ; Volume du seau : 12.00 dm³.

L'étude de cette coupe révèle un des processus qui semble contribuer de manière importante à la mise en place de cet éboulis : les laves torrentielles (cf. photo 40). Les laves torrentielles se développent souvent dans des sédiments comportant une matrice fine capable de retenir l'eau. La texture du dépôt retenu pour les analyses granulométriques apparaît en effet très compacte et, lors du prélèvement, très humide. Ce dernier aspect est d'une très grande importance en fonction de l'interprétation des résultats obtenus lors de la campagne de géoélectrique. L'importante fraction fine retenue dans ce dépôt pourrait expliquer sa moindre porosité par rapport aux deux autres échantillons analysés (Charmettes et Creux du Bouis). Cette particularité expliquerait les faibles résistivités enregistrées dans l'éboulis du Col du Fenestral, d'une part puisque l'air y est limité, d'autre part en raison d'un fort pourcentage d'eau qui est un élément très conducteur. De plus les terrains humides, comme rappelé plus haut (cf. 2.4.2), sont caractérisés par une capacité thermique moyenne supérieure aux sols grossiers et par une période d'engel plus longue. Dans de telles conditions, les échanges thermiques s'effectuent principalement par conduction. L'analyse du régime thermique de l'éboulis a révélé, effectivement, des échanges thermiques principalement conductifs.



Photo 40 : Coupe réalisée manuellement dans un chenal de lave torrentielle descendue sur l'éboulis du Col du Fenestral. Les berges de ce chenal sont clairement constituées par une série de dépôts successifs, identifiables par la couleur et la granulométrie (Photo : Kim Pieracci).

L'observation visuelle de l'échantillon noyé dans l'eau (après quelques jours de décantation) révèle une quantité relativement importante de limons et argiles en suspension (cf. photo 41). Cette fraction fine provient de la désagrégation des marnes et calcaires argileux constituant cet éboulis (cf. 4.3.4).



Photo 41 : Echantillon CF-G1 noyé dans l'eau depuis quelques jours (Photo : Kim Pieracci).

L'importante fraction fine observée explique le régime thermique de surface enregistré en continu par les mini-loggers UTL-1, caractérisé par des échanges conductifs liés à la rétention de l'eau dans le terrain et à la faible porosité.

Comme il a été le cas pour les échantillons provenant des éboulis des Charmettes et du Creux du Bouis, le matériel a été secoué afin de remettre en suspension les limons et argiles, puis photographié (cf. photo 42). Une deuxième observation de l'échantillon a été répétée quinze minutes plus tard (cf. photo 43).



Photo 42 : Echantillon CF-G1 juste après avoir été secoué (Photo : Kim Pieracci).



Photo 43 : Echantillon CF-G1 quinze minutes après avoir été secoué (Photo : Kim Pieracci).

Ces deux derniers clichés doivent être comparés à ceux réalisés sur les échantillons provenant des éboulis des Charmettes (cf. 5.2.2.3) et du Creux du Bouis (cf. 5.3.2.3).

L'observation visuelle de l'importante proportion de fines en suspension (eau trouble) au Col du Fenestral, par rapport aux cas des Charmettes et du Creux du Bouis (eau relativement claire), est également flagrante.

5.8.2.4 Autres observations

Le 23 juin 2005, la partie haute de l'éboulis du Col du Fenestral était complètement déneigée. Il est intéressant de remarquer que la tâche de neige en pied de versant est abondamment recouverte d'éléments rocheux (cf. photo 44).



Photo 44 : La tache de neige présente au pied de l'éboulis du col du Fenestral est abondamment recouverte d'éléments rocheux témoignant de l'activité des avalanches (Photo : Kim Pieracci).

Ceci est l'indice de l'activité des avalanches de printemps qui charrient vers le bas les éléments rocheux raclés à la surface du sol dans la partie supérieure des versants. Bien qu'aucun indice de ventilation n'ait été trouvé pour cet éboulis, les températures plus froides se situent en pied de versant. A la lumière de cette observation, ce sont certainement les avalanches qui régissent, pour la plupart, l'état thermique du versant.

5.8.2.5 Synthèse

Les indices observés dans l'éboulis du Col du Fenestral ne semblent pas suggérer la présence de pergélisol. Cette hypothèse est supportée surtout par la géoélectrique et les analyses granulométriques. Quant aux mesures thermiques, elles n'excluent pas que du pergélisol occupe la partie inférieure du versant. Compte tenu de ces considérations, il semble toutefois improbable que du pergélisol occupe ce versant. Les raisons d'une telle situation – qui est anormale en fonction des facteurs typiques de répartition du pergélisol (cf. 3.1 et le modèle de répartition du pergélisol développé par PHILLIPS & REYNARD en 1996) – seraient en lien avec la lithologie et la granulométrie de l'accumulation de débris. Egalement, l'absence de hautes parois verticales au sommet de l'éboulis réduit énormément l'effet d'ombre par rapport aux autres éboulis étudiés.

5.9 Blettes d'Euloi

5.9.1 Caractéristiques géomorphologiques

L'éboulis des Blettes d'Euloi est un éboulis atypique se développant entre 2350 et 2430 m en exposition SE. Sa morphologie se situe à mi-chemin entre un cône d'éboulis et un protalus rampart (ou un glacier rocheux ?). En effet, la partie distale de cette accumulation présente une pente très douce et se termine par un bourrelet mesurant 2 m de haut environ (cf. photo 45). Par contre, la texture de surface s'apparente plus à celle d'un cône d'éboulis régulier. Le granoclassement est bien marqué et aucun signe de fluage (bourrelets, rides, sillons, crêtes...) n'est visible en surface. La taille des éléments rocheux passe de quelques millimètres à l'apex, où des taches de végétation se sont développées (cf. photo 46), à quelques centimètres plus bas et à des blocs de taille décimétrique en pied de pente.

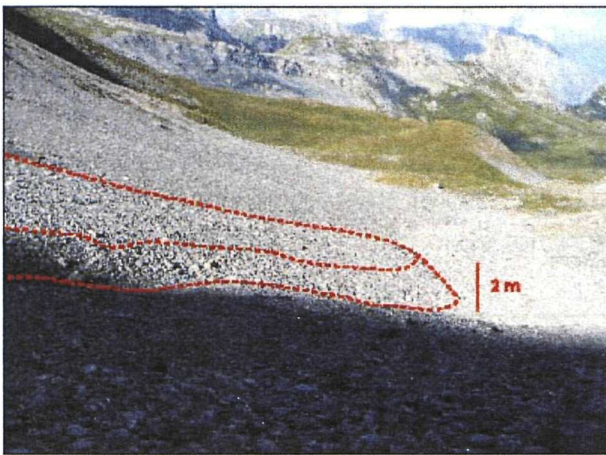


Photo 45 : Eboulis des Blettes d'Euloi. La structure bombée de cet éboulis est mise en évidence par le traitillé (Photo : Kim Pieracci).

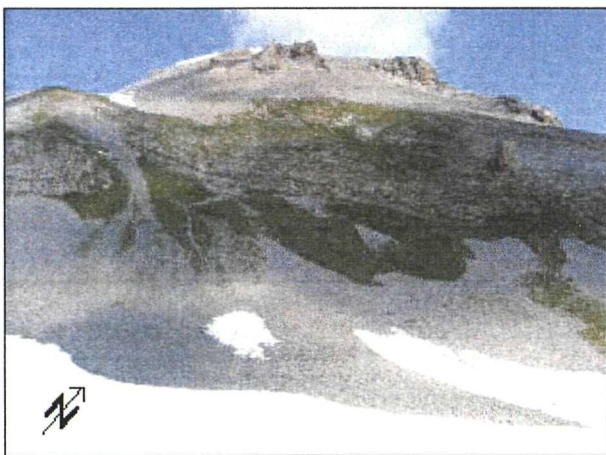


Photo 46 : Eboulis des Blettes d'Euloi. La végétation occupe seulement la partie supérieure du cône (Photo : Kim Pieracci).

La limite inférieure du pergélisol discontinu a été calculée, par PHILLIPS & REYNARD (1996), à 2800 m pour les expositions SE dans les Hautes Alpes Calcaires. Cet éboulis se situe donc bien en dessous de la ceinture de pergélisol discontinu.

5.9.2 Mesures effectuées, résultats obtenus et interprétation

Cet éboulis a bénéficié d'un **sondage géoélectrique vertical** dans la partie inférieure de la pente en été 2004. Un **mini-logger UTL-1 (BE-L1)** a enregistré la température de surface à proximité du centre du sondage de septembre 2004 à fin juillet 2005 (cf. fig. 45). Un autre capteur thermique a été placé dans le bourrelet basal d'un petit éboulis situé plus au NE. Comme, par la suite, ce dernier éboulis n'a plus fait l'objet de quelque recherche, seul BE-L1 est analysé ici. Des mesures BTS n'ont pas pu être effectuées, en mars 2005, en raison du danger élevé d'avalanches.

5.9.2.1 Propriétés électriques de l'éboulis

BE-S1 a été réalisé dans le sens de la pente, son centre se situant dans la partie médiane-inférieure de l'éboulis. Ce sondage révèle, encore une fois, l'opposition amont-aval rencontrée dans la plupart des cas concernant les éboulis (cf. fig. 49). La branche amont met en évidence trois couches dont la résistivité diminue avec la profondeur passant de 60 kΩm pour la première (2.6 m d'épaisseur) à 40 kΩm pour la deuxième (9.5 m) et finalement à 1.5 kΩm pour le niveau basal. La forme de la courbe est ainsi plongeante et ne dessine aucune cloche. Trois niveaux sont aussi dévoilés par la branche aval du sondage. Le premier niveau mesure 3 m et sa résistivité est de 55 kΩm. Dessous, un niveau de 6.4 m présente une résistivité de 140 kΩm. La couche de fond est très peu résistante (2 kΩm). La forme de la courbe dessine une cloche.

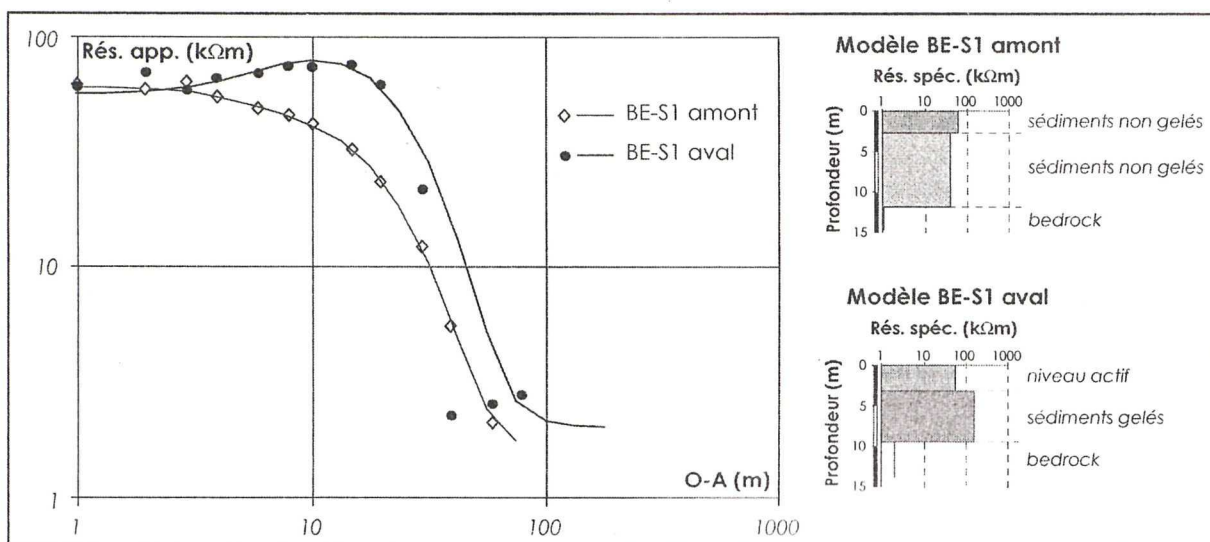


Fig. 49 : Sondage BE-S1 réalisé sur l'éboulis des Blettes d'Euloi.

L'interprétation géomorphologique de ce sondage est difficile. D'une part, les résistivités spécifiques calculées sont relativement élevées par rapport à ce qui a été mesuré dans d'autres éboulis de la région du Grand Chavalard, ce qui amènerait à imaginer l'existence de glace en profondeur (branche aval). D'autre part, cet éboulis se situe 400 m en dessous de la limite inférieure du pergélisol discontinu (PHILLIPS & REYNARD, 1996), ce qui ne conforte pas l'hypothèse précédemment avancée. Quoi qu'il en soit, à ce stade de l'analyse, il est important de se tenir aux faits fournis par la géoélectrique. En raison de cela, il semble que la branche aval du sondage repère un niveau relativement résistant qui serait constitué d'un mélange de glace et matériaux rocheux sous une couche active de 3 m d'épaisseur. Il serait

également possible d'imaginer que la forte porosité de cet éboulis fasse grimper les résistivités en profondeur. Cependant, dans ce cas, la porosité devrait concerner plutôt les couches de surface de la formation en raison du lavage et de l'enfouissement des particules fines par l'eau de ruissellement. Les vides interstitiels des couches profondes devraient être partiellement ou totalement colmatés, ce qui aurait comme conséquence de diminuer la résistivité du terrain. Ainsi, il est probable que dans la partie inférieure de cet éboulis existe de la glace en profondeur. L'existence du bourrelet bombé (forme de fluage) au pied de l'éboulis supporte cette dernière interprétation. Au contraire, autant la forme de la courbe que les valeurs dans l'absolu semblent indiquer que l'éboulis est exempt de glace dans sa partie supérieure. Les résistivités spécifiques sont de l'ordre de celle mesurées sur l'éboulis du Petit Château.

5.9.2.2 Propriétés thermiques de l'éboulis

Le comportement thermique de BE-L1 (cf. fig. 50) reflète celui des températures de l'air jusqu'au 16 décembre 2004. Ensuite, la température de l'air s'abaisse et les premières chutes de neige surviennent du 17 au 20 décembre 2004. Durant cette courte période, la température de surface se réchauffe de 2.3°C. Par la suite, aucune variation ne se manifeste jusqu'au 16 janvier 2005, date à partir de laquelle la première vague de froid importante envahit la région. Alors, BE-L1 commence à se refroidir gentiment jusqu'au 11 mars 2005 perdant 5.1°C (à cette date le capteur mesure -7.95°C). Quelques jours après, le réchauffement printanier débute.

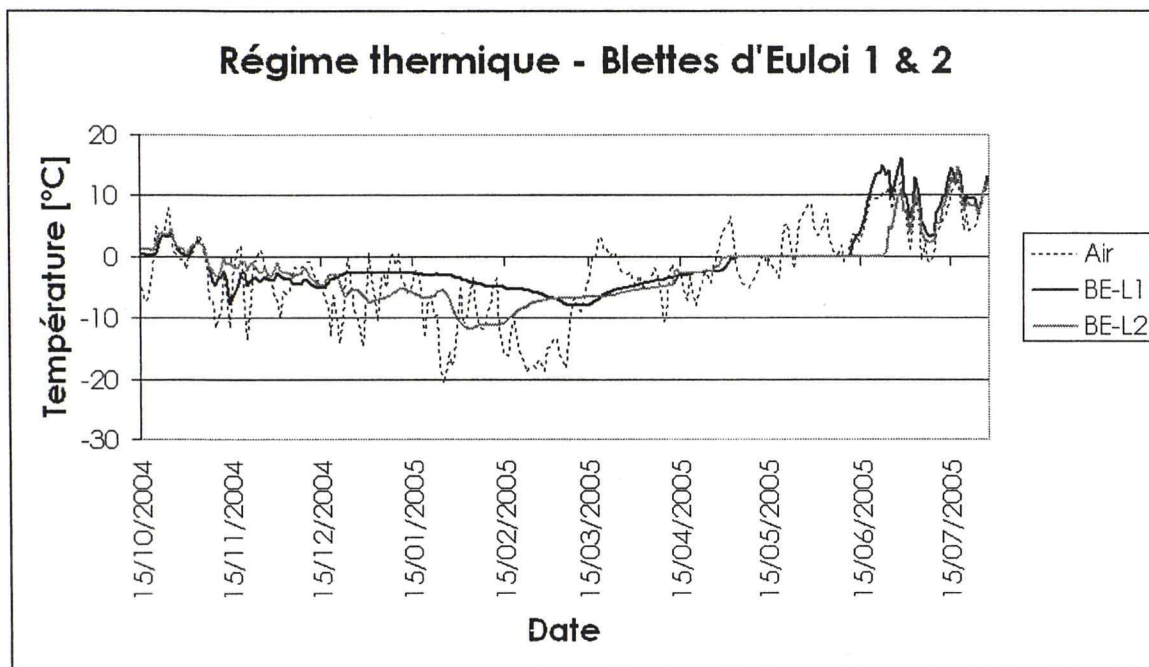


Fig. 50: Régime thermique de surface enregistré sur l'éboulis des Blettes d'Euloi entre octobre 2004 et août 2005.

L'absence de variations brutales des températures de surface pendant l'hiver ressemble à ce qui a été mesuré en face, dans l'éboulis du Col du Fenestral, et indique l'absence d'échanges thermiques advectifs (ventilation interne). Pourtant, l'abaissement de la température de surface aux Blettes d'Euloi durant l'hiver est beaucoup plus importante

(-5.1°C contre -2.75°C). La clé de lecture de ce comportement est certainement la porosité plus importante de cet éboulis par rapport à celui du Col du Fenestral. En effet, la capacité de rétention de l'eau étant réduite (manque de fraction fine : argiles et limons provenant de la fracturation des marnes et calcaires argileux d'âge Berriasien), le sol réagit de manière plus importante aux changements de la température de l'air (cf. 2.4.2).

A la lumière de la géoélectrique, cette situation pourrait expliquer l'existence de glace en profondeur, en raison d'un sur-refroidissement de l'éboulis pendant l'hiver. Cependant, il faudrait également analyser le comportement thermique de la surface du sol pendant la saison chaude.

5.9.2.4 Autres observations

En mai 2005, des fenêtres déneigées occupaient la partie supérieure de tous les cônes d'éboulis situés sur le versant des Blettes d'Euloi. L'absence d'éléments rocheux sur les tâches de neige suggère que l'origine de cette situation n'a aucun lien avec la redistribution de la neige par les avalanches (cf. photos 47 et 48).

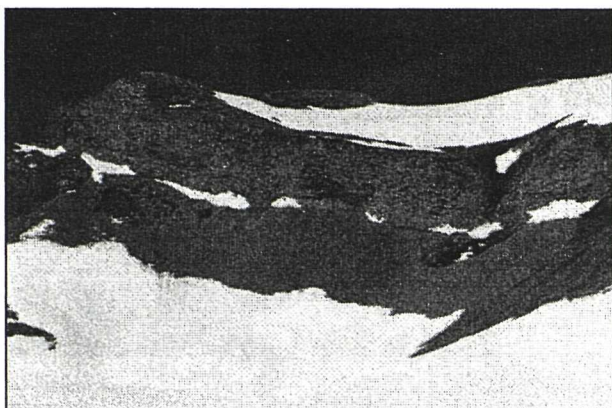


Photo 47 : Fenêtres de déneigement précoce observées sur la partie supérieure des cônes constituant le voile d'éboulis des Blettes d'Euloi en mai 2005 (Photo : Kim Pieracci).

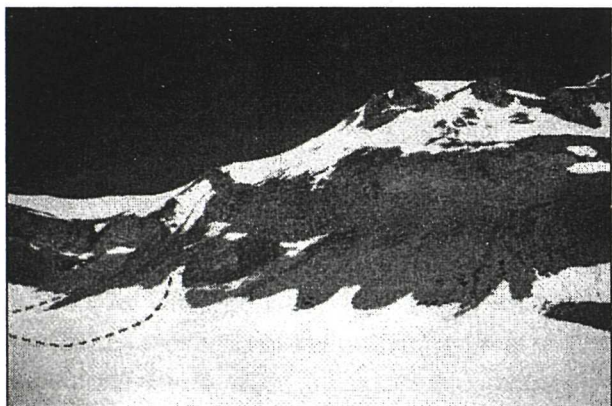


Photo 48 : Fenêtres de déneigement précoce observées sur la partie supérieure des cônes constituant le voile d'éboulis des Blettes d'Euloi en mai 2005. Le cône qui a fait l'objet de BE-S1 et des enregistrements en continu de la température de la surface du sol est mis en évidence par le traitillé (Photo : Kim Pieracci).

Il semble, comme c'est le cas pour d'autres éboulis, qu'un système de ventilation fonctionne également au sein de ces pentes.

Le 23 juin 2005, une petite excavation manuelle a permis de relever la température en pied de versant, 1 m plus haut que la limite supérieure de la tache de neige (cf. photo 49). Alors que la température de l'air était de 21°C, la température du sol à 20 cm de profondeur était



Photo 49 : Emplacement de l'excavation manuelle (30 cm environ) en pied de pente de l'éboulis des Blettes d'Euloi (Photo : Kim Pieracci).

de 0.8°C (cf. photo 50) et un faible courant d'air se glissait entre les blocs. Plus profondément (environ 30 cm), de la glace a été aperçue entre les blocs (cf. photo 51). Par contre, dans la partie supérieure de l'éboulis, la température du sol mesurée à 20 cm de profondeur était de 2.2°C. Ces observations suggèrent que le sous-sol se maintient froid en pied de pente au cours de l'été même en présence de températures de l'air élevées. C'est peut-être l'indice de l'existence d'un système de ventilation au sein de l'éboulis.

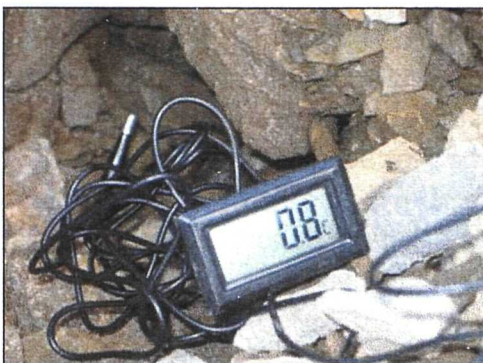


Photo 50 : Une température de 0.8°C a été enregistrée le 23 juin 2005 en pied de pente de l'éboulis des Blettes d'Euloi à 20 cm de profondeur alors que la température de l'air était de 21°C (Photo : Kim Pieracci).



Photo 51 : Le 23 juin 2005 la glace est présente entre les blocs en pied de pente de l'éboulis des Blettes d'Euloi à 30 cm de profondeur alors que la température de l'air est de 21°C (Photo : Kim Pieracci).

5.9.2.5 Synthèse

D'après les résultats de la géoélectrique, de la méthode GSTM et de la morphologie de surface, il semblerait qu'un corps gelé occupe la partie inférieure de cet éboulis. Il manque cependant des données pour affirmer cela avec certitude, notamment d'autres résultats provenant d'un profil de sismique-réfraction qui a été effectué, mais dont les données se sont avérées inexploitable suite à un problème d'application de la méthode.

Quant à l'existence d'un système de ventilation interne, il manque des données thermiques pour se prononcer avec certitude, le seul capteur thermique utilisé, les mesures thermiques ponctuelles réalisées au mois de juin et l'observation des zones déneigées ne suffisant pas. Pourtant, toutes les observations vont dans cette direction.

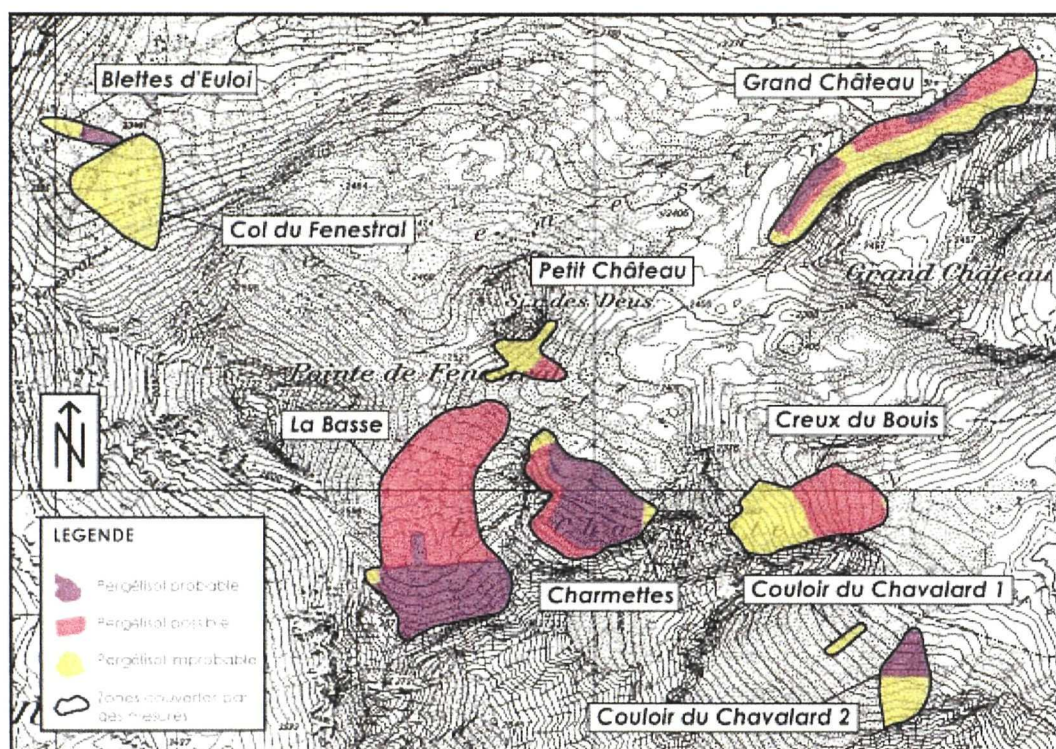
6. DISCUSSION DE SYNTHESE SUR LES RESULTATS OBTENUS

Au cours de ce chapitre sont présentés les principaux éléments qui synthétisent le rapport entre les résultats obtenus et les hypothèses émises au début de cette étude.

Sont présentées dans cette section les questions liées à la distribution (6.1) et aux caractéristiques du pergélisol (6.2). Ensuite sont évoqués les apports de cette étude à la compréhension des processus responsables de la distribution du pergélisol dans les éboulis calcaires de haute altitude (6.3).

6.1 Distribution du pergélisol

D'après les résultats obtenus selon les différentes méthodes utilisées, des conclusions – globalement fiables, mais de l'ordre de l'hypothèse – sur la distribution du pergélisol ont pu être tirées. La carte 5 illustre la distribution du pergélisol uniquement dans les zones couvertes par des mesures (et des observations), la modélisation (prédiction de la distribution du pergélisol) n'étant pas un objectif de cette étude. En l'absence de mesures thermiques provenant de forages, cette carte est établie en utilisant uniquement les méthodes de prospection semi-directes et indirectes (sauf pour le cas des Charmettes où l'observation de glace dans excavation manuelle peut être considérée comme une méthode de prospection directe). Pour cette raison, seule l'utilisation d'une échelle de probabilité peut exprimer la distribution du pergélisol. Les catégories prises en considération sont : « pergélisol probable », « pergélisol possible » et « pergélisol improbable ».



Carte 5 : Distribution du pergélisol probable, possible et improbable dans les sites étudiés de la région du Grand Chavalard.

L'analyse de cette carte de distribution du pergélisol doit être faite à la lumière de quelques considérations préalables :

- Aux catégories « probable », « possible » et « improbable » ne correspondent pas des classes définies quantitativement de manière stricte. L'appartenance à une catégorie plutôt qu'à une autre dépend, en conséquence, d'un processus intuitif ou qualitatif. Ce choix est opéré à partir de l'interprétation de la totalité des résultats obtenus sur les sites prospectés.
- La catégorie « pergélisol probable » est employée uniquement là où des mesures géoélectriques ont été effectuées.
- Les zones qui ont fait uniquement l'objet d'observations découlant de méthodes indirectes (cartographie géomorphologique, observation de fenêtrages de déneigement précoce etc.) n'ont pas été retenues en raison de l'inadéquation de ces méthodes pour la prospection du pergélisol.

De manière générale, **la probabilité de rencontrer du pergélisol diminue du pied de pente vers la partie supérieure des éboulis**. La plupart des éboulis étudiés confirment l'hypothèse émise au début de cette recherche. Seuls trois cas ne correspondent pas à cette analyse : les éboulis de La Basse, du Col du Fenestral et des Charmettes. Pour ce qui est du premier, le versant constitue une exception dans la mesure où un glacieret a certainement occupé le secteur il y a peu de temps encore (probablement au Petit Age Glaciaire). Il est probable, d'après les mesures, que ce glacieret soit toujours présent aujourd'hui sous la couverture de débris. Il ne s'agit donc pas d'un ébouil典型ique, comme les autres. Quant à l'ébouil典型ique du Col du Fenestral, aucune trace évidente de pergélisol n'y est observée. Les raisons d'une telle situation semblent être d'origine granulométrique (cf. 5.8, 6.3). Un autre cas particulier est constitué par l'ébouil典型ique des Charmettes. Il semble qu'un névé ait été enterré au cours du Petit Age Glaciaire et qu'il ait donné naissance à un niveau épais et dense de glace occupant la totalité de la pente.

La répartition du pergélisol dépend également de l'exposition des versants. En analysant la carte 5, il est possible de déterminer les limites inférieures du pergélisol possible pour les expositions étudiées (cf. tab. 5).

Exposition	Limite inférieure du pergélisol possible	Eboulis de référence pour l'établissement de la limite inférieure du pergélisol possible (en gras) <i>Eboulis à pergélisol improbable uniquement (en italique)</i>
NW	2340 m	Grand Château (protalus rampart), Col du Fenestral
N	2280 m	Couloir du Chavalard 2, Grand Château (éboulis), La Basse
NE	2230 m	Creux du Bouis, Charmettes, Couloir du Chavalard 1
SE	2350 m	Blettes d'Euloi, Petit Château

Tab. 5 : Limites altitudinales inférieures du pergélisol possible pour différentes expositions d'après les résultats obtenus sur les sites étudiés de la région du Grand Chavalard.

Deux cas, présentés dans ce tableau, méritent une remarque particulière. En exposition NW, le pergélisol probable est localisé dans le protalus rampart du Grand Château à 2340 m d'altitude, alors qu'aucun indice de pergélisol probable n'est détecté dans l'éboulis du Col du Fenestral dont le pied de pente se situe 30 m plus haut. Pareillement, le pergélisol est probablement présent aux Blettes d'Euloi, en exposition SE, à une altitude de 2350 m alors qu'il semble absent au Petit Château, une centaine de mètres plus haut.

Ces dernières observations, associées au fait que le pergélisol occupe principalement le pied de pente, alors qu'est globalement admise son absence dans la partie supérieure des versants (sauf certains cas où le pergélisol occupe la partie sommitale des éboulis pour différentes raisons, cf. p.ex. Charmettes), remettent en cause les modèles topo-climatiques qui prédisent la distribution du pergélisol uniquement en fonction de l'altitude et de l'exposition (cf. 2.3.1)¹⁵. Il est clair que **l'altitude et l'exposition ne peuvent, à elles seules, expliquer la distribution du pergélisol au sein des éboulis**. Cette inadéquation devient flagrante à la lumière des résultats obtenus lors d'autres études, qui certifient notamment la présence de pergélisol à moyenne ou à basse altitude (p.ex. DELALOYE & REYNARD, 2001 ; DELALOYE, 2004 ; DORTHE *et al.*, 2005). D'autres facteurs doivent nécessairement être pris en considération (cf. 6.3).

6.2 Caractéristiques du pergélisol

La prospection dans les huit éboulis retenus a suggéré l'existence de **différents types de pergélisol**. Ces pergélisols se distinguent surtout par la quantité en glace, par leur température et par leur origine. En l'absence de forages, les différences ont pu être mises en évidence principalement par la géoélectrique, dont la résistivité est notamment fonction du volume en eau, air et glace, de la température et de l'origine de la glace et de la lithologie (cf. 3.2.3.2).

L'hypothèse formulée au début de cette étude suppose l'existence de pergélisols caractérisés par une faible proportion d'eau non gelé à cause de la forte perméabilité des formations sédimentaires constituées de roches calcaires. Cette perméabilité élevée résulterait de la dissolution karstique des particules fines et de l'existence de conduits karstiques souterrains qui drainent les eaux de percolation et de fonte. Or, **la résistivité électrique des terrains prospectés s'est avérée globalement élevée par rapport à ce qui a été mesuré dans d'autres sites alpins**. Est-ce à cause de la faible proportion d'eau non gelée, à cause de la forte porosité du sous-sol ou à cause des grandes quantités de glace ? Malheureusement, il n'a pas été possible de mesurer, autant directement qu'indirectement, les fractions volumétriques de chaque élément constituant le sous-sol. Un essai de classification – basé sur l'interprétation personnelle des observations et des résultats des méthodes de prospection semi-directes et indirectes – de la totalité des résultats obtenus n'a pu que constater l'inutilité d'une telle démarche. L'absence d'observations directes ne peut

¹⁵ Il existe des modèles, notamment celui de HAEBERLI, qui intègrent la notion d'inversion pour modéliser la présence de pergélisol en pied de pente et l'absence de pergélisol dans la partie supérieure des éboulis. Cependant, ces simulations sont difficilement réalisables à l'échelle régionale – et encore plus à une échelle plus réduite – en raison de la difficulté constituée par la détermination automatique des versants d'éboulis.

être comblée par des intuitions lorsque des contradictions évidentes apparaissent. Ainsi, il est clair que ce complexe volet de la recherche doit être supporté par l'application d'autres méthodes (cf. 7.2.1).

L'hypothèse émise au départ aura au moins eu le mérite d'inciter l'application croisée de méthodes différentes, ce qui a permis de parvenir à des résultats très intéressants et de s'apercevoir de la nécessité d'autres méthodes.

La seule caractéristique qui a pu être mise en évidence de manière justifiée est **l'origine de la glace**. En effet, les valeurs de résistivité changent énormément lorsque le courant traverse une **glace sédimentaire ou une glace de congélation**. Il est certain que l'éboulis de La Basse recouvre un niveau de glace sédimentaire assimilable probablement à un glacieret préservé sous une carapace de blocs. L'éboulis des Charmettes semble très probablement contenir un pergélisol dont l'origine est l'enfouissement sous les sédiments d'un (ou d'une série de) névé permanent. Ce névé détrempe aurait regelé en profondeur, là où subsistent les conditions de formation du pergélisol, donnant naissance à une épaisse lentille de glace massive. Quant aux autres pergélisols détectés, ils contiennent visiblement de la glace de congélation.

Les considérations sur la distribution et sur les caractéristiques du pergélisol montrent un aspect important : les pergélisols rencontrés sont, suivant les cas, différents. Ces différences découlent certainement des processus responsables de leur occurrence.

6.3 Processus mis en évidence

Les résultats obtenus reflètent des modes de répartition du pergélisol différents et plus ou moins liés aux processus divers existant au sein des éboulis. Parmi ces processus, trois en particulier semblent jouer un rôle essentiel : la **ventilation interne**, la **redistribution de la neige par les avalanches et le vent** et la **granulométrie** découlant de la lithologie et du tri longitudinal (granoclassement).

Ces trois processus se partagent, à des degrés divers, la responsabilité de la distribution du pergélisol rencontrée au sein des éboulis étudiés. Globalement, **ces processus semblent agir ensemble et sont interdépendants entre eux**. Cependant, le fait que l'on dispose d'un jeu de données limité pour chaque éboulis rend difficile un travail d'évaluation du degré de responsabilité de tel ou tel processus. Malgré cela, des conclusions ont pu être avancées pour chaque éboulis. Cette étude, qui partait de l'idée que la distribution du pergélisol dans les éboulis était gérée principalement par les systèmes de ventilation et par la redistribution de la neige par les avalanches (cf. 2.3), a mis en évidence le poids important de la question granulométrique (cf. 2.2.2.2 pour ce qui est du granoclassement longitudinal; 2.4 pour ce qui est des liens entre lithologie, morphologie, granulométrie, porosité et pergélisol) et la participation du vent dans la redistribution de la neige. Les limites constituées par la modicité des données disponibles ont permis d'explorer seulement en partie le domaine granulométrique.

De manière générale, une ventilation interne (advection) ne peut exister qu'au sein d'une accumulation de débris poreuse. Or, il a été constaté à plusieurs reprises, dans cette étude, que les formations constituées de calcaires compacts sont plus poreuses que celles constituées de marnes et calcaires argileux ou d'un mélange des deux. La porosité dépend donc de la granulométrie d'une part (plus la granulométrie est grossière, plus les vides d'air le seront aussi) et de la lithologie d'autre part (les argiles et les limons non dissolubles réduisent la porosité)¹⁶.

Le processus de ventilation interne engendre, comme il a été démontré fréquemment, un **sur-refroidissement hivernal des secteurs situés en pied de pente**. Or, le sur-refroidissement hivernal dépend également de la capacité thermique du sous-sol, intimement liée à la granulométrie, dans la mesure où un sol composé d'une importante fraction fine qui retient l'eau réagit avec moins d'ampleur et plus de retard aux changements de la température de l'air (chaleur latente).

Le pied de pente est globalement plus poreux et exempt de fraction fine. Cependant, les avalanches de printemps dévalent les pentes en raclant la couche de surface des éboulis et charrient des éléments fins jusqu'au secteur distal. Ce phénomène, surtout là où les coulées sont fréquentes, peut contribuer à réduire la porosité du sous-sol et à augmenter la capacité de rétention de l'eau dans le sol (elles contribuent donc à augmenter la capacité thermique des sols). Cependant, en même temps, les avalanches agissent en faveur d'une **anomalie thermique négative des parties inférieures des versants** dans la mesure où elles déposent de grandes quantités de neige qui contribuent à isoler le sous-sol des températures estivales. Pareillement, le rôle du vent ne peut pas être négligé. La neige est en effet souvent balayée des parties supérieures et déposée en pied de pente, là où le terrain est mieux protégé des vents (combe, creux, crêtes protectrices...).

Conjointement aux processus décrits ici, la lithologie assume un autre rôle dans la distribution du pergélisol. Les calcaires compacts du Malm supérieur, qui constituent en grande partie le terrain étudié, livrent un relief dominé par des hautes parois verticales qui diminuent considérablement le rayonnement solaire direct. Ce processus n'a pas été vraiment étudié dans cette étude. Néanmoins, dans au moins un cas (Creux du Bouis) il semble avoir une importance sensible sur la répartition locale (quelques mètres ou dizaines de mètres) du pergélisol.

¹⁶ La porosité d'une formation sédimentaire dépend également de la quantité de glace contenue dans le sous-sol. Les cas de l'éboulis des Charmettes illustre parfaitement ce propos. Aucune advection profonde n'est possible, bien que la granulométrie soit grossière, les interstices étant complètement colmatés par la glace.

Il est possible donc de proposer un tableau récapitulatif des processus agissant au sein des éboulis étudiés.

Eboulis	Distribution du pergélisol	Caractéristiques granulométriques de l'éboulis	Processus dominants
Charmettes	totalité de l'éboulis	granulométrie grossière et bon granoclasement	conduction ; advection et/ou convection dans couche active ; enfouissement d'un névé permanent ; redistribution de la neige par les avalanches et le vent
Creux du Bouis	pied de pente	granulométrie moyenne à grossière et bon granoclasement	advection ; advection et/ou convection dans couche active ; avalanches ; effet d'ombre (paroi)
Couloir du Chavalard 1	-	granulométrie fine et granoclasement faible	conduction ? ; avalanches
Couloir du Chavalard 2	pied de pente	granulométrie grossière et bon granoclasement	advection ; advection et/ou convection dans couche active ; effet d'ombre (paroi)
La Basse	totalité de l'éboulis	granulométrie grossière	conduction ; recouvrement glaciaire
Petit Château	-	granulométrie moyenne et bon granoclasement	advection
Grand Château (éboulis)	pied de pente	granulométrie moyenne et bon granoclasement	conduction ; redistribution de la neige par le vent
Grand Château (protalus rampart)	pied de pente totalité formation ?	granulométrie moyenne et bon granoclasement	advection ; conduction ; redistribution de la neige par le vent
Col du Fenestral	-	granulométrie fine et granoclasement moyen	conduction ; avalanches ; effet d'ombre très faible
Bleffes d'Euloi	pied de pente	granulométrie grossière et bon granoclasement	advection ; avalanches ?

Tab. 6 : Récapitulation des processus agissant au sein des différents éboulis étudiés dans la région du Grand Chavalard.

Le tab. 6 démontre à quel point la **distribution du pergélisol peut dépendre de plusieurs processus à la fois** (p.ex. Charmettes) **ou résulter de l'action d'un seul processus dominant** (p.ex. Bleffes d'Euloi). Cette recherche met donc en évidence une complexité difficilement appréhendable a priori, sans l'aide de mesures. **La distribution et la caractérisation du pergélisol dans les éboulis de haute altitude doivent impérativement être envisagées à la lumière de cette complexité.**

7. CONCLUSION

Cette recherche s'insère dans un contexte particulier, dominé par une tendance au réchauffement climatique qui touche, entre autres, la chaîne alpine. Or, il a été expliqué (cf. 1.1) que la fonte de la glace qui cimente parois et formations sédimentaires de haute montagne pourrait engendrer des instabilités de terrain. A la suite de ces considérations, il est important de relever les apports de cette recherche à la compréhension des liens entre les processus agissant au sein des éboulis calcaires de haute montagne et le contexte climatique global (cf. 7.1). La mise en évidence de ces relations ouvre sur la nécessité de poursuivre les investigations dans certaines directions. Les perspectives de recherche seront donc présentées dans ce chapitre conclusif (cf. 7.2).

7.1 Conclusions générales

La distribution du pergélisol dans les éboulis étudiés dans cette recherche semble se répartir principalement de manière discontinue. Cette répartition découle de processus atypiques (DELALOYE, 2004) qui ne dépendent pas de facteurs climatiques (MAAT) ou topographiques (exposition du versant). Les processus atypiques mis en évidence par cette recherche (ventilation interne, redistribution de la neige par les avalanches et le vent, facteurs granulométriques) engendrent principalement une répartition du pergélisol en pied de pente (cf. 6.1). Or, d'après toutes les études réalisées sur les éboulis, LAMBIEL (2006) remet en question le qualificatif « atypique » en raison du fait que cette répartition (occurrence du pergélisol en pied de pente, absence de pergélisol en haut des versants, notion d'inversion) semble être plus typique qu'atypique.

Parmi les trois processus dominants mis en évidence (cf. 6.3), la ventilation interne joue un rôle important dans les éboulis poreux. Or, il est probable que les éboulis saturés en glace seront dans un futur indéterminé de plus en plus poreux en raison de la fonte de la glace. Ce phénomène serait très favorable à la mise en place au sein des éboulis d'un système de ventilation interne, responsable du sur-refroidissement de la partie aval des versants. Ainsi, alors que le pergélisol disparaîtrait probablement là où seuls des facteurs typiques (échanges thermiques purement conductifs et convectifs) contribuent à son occurrence (p.ex. partie supérieure des versants), le sous-sol se refroidirait d'avantage en pied de pente et le pergélisol pourrait s'y maintenir plus longtemps (DELALOYE, 2004 ; LAMBIEL, 2006). Par rapport à cette prévision hypothétique, la question granulométrique mise en évidence, entre autres, par cette recherche, acquiert une importance sensible. **Alors que les éboulis poreux seraient des milieux favorables au développement d'un système de ventilation, cette recherche a contribué à montrer (à l'aide d'un seul exemple malheureusement) que les éboulis constitués de matériaux fins ne pourront pas être concernés par un tel système de sur-refroidissement.** Ainsi il est possible que l'occurrence de pergélisol dans les éboulis fins, ainsi que dans les parties amont de tous les versants d'éboulis (LAMBIEL, 2006), sera principalement réglée par des facteurs climatiques, tels l'évolution de MAAT.

7.2 Perspectives de recherche

Cette recherche a contribué à apporter des résultats supplémentaires à l'étude du pergélisol de montagne. Néanmoins, lors des investigations de terrain, nombreux doutes ont été soulevés par rapport à l'interprétation de certaines observations. Les stratégies de mesure qu'il faudrait adopter pour pallier à ces problèmes interprétatifs lors de recherches futures sont présentées dans ce chapitre (7.2.1). Une autre perspective de recherche future est constituée par la modélisation de la distribution du pergélisol (7.2.2).

7.2.1 Stratégie de mesures

Les points suivants rassemblent quelques idées constituant, ensemble, une stratégie de mesures qu'il faudrait entreprendre dans le but de mieux comprendre les processus contrôlant la distribution du pergélisol et son « état de santé » dans les éboulis de haute altitude.

- Le premier grand problème rencontré lors de la prospection du pergélisol dans les éboulis calcaires de la région du Grand Chavalard tenait au fait que la forte porosité de ces éboulis était difficilement évaluable. Ainsi, l'interprétation des mesures de résistivité électrique s'est souvent révélée douteuse dans la mesure où un niveau poreux peut avoir la même influence sur la courbe des résistivités d'un sondage géoélectrique qu'un niveau gelé. Dans ce cas, il est indispensable de procéder à la réalisation de **profils de sismique-réfraction**, dont les principes évitent l'ambiguïté constituée par la variable « porosité ».
- Dans la même direction de développements futurs, il serait important de **s'intéresser à la question de la dissolution karstique des particules fines**. Un essai de quantification de ce processus pourrait peut-être permettre de mieux évaluer la composition du sous-sol des formations sédimentaires calcaires.
- Etant donné la difficulté interprétative des données électriques par rapport à la porosité, des **analyses granulométriques plus poussées** devraient permettre de mieux connaître la composition du sous-sol. Les échantillons pourraient, par exemple, être prélevés dans des **excavations manuelles** conséquentes (couche active ?) réalisées systématiquement sur les sites prospectés.
- Par rapport à la mise en évidence de systèmes de ventilation agissant au sein des éboulis de haute altitude, la **réalisation de plusieurs forages** sur un profil longitudinal permettrait de mieux en étudier le régime thermique. Il serait également intéressant de mesurer la vitesse et l'humidité des courants d'air. Compte tenu du coût élevé que les forages comportent, il faudrait également envisager la mise en place de **petits forages manuels descendant à 1-2 m de profondeur** (Cf. SAWADA, 2003 ; SAWADA et al., 2003). Cela permettrait, entre autres, d'étudier en plusieurs endroits le comportement thermique de la couche active. La réalisation de plusieurs **profils tomographiques** perpendiculaires à la pente permettrait de déceler, entre autres, les éventuels chemins que l'air peut emprunter.

- En tenant compte du réchauffement climatique et des différentes réactions thermiques des pentes d'éboulis – qui sont fonction de leur composition granulométrique – envisagées dans les conclusions générales (cf. 7.1), il serait intéressant de procéder à une **étude comparative** basée sur le monitoring sur plusieurs années **d'un éboulis poreux et d'un éboulis plus compact**.
- En règle générale, pour la compréhension de tous ces processus, il semble important de procéder au **monitoring sur plusieurs années des sites étudiés**. Ce monitoring devrait être autant **thermique** qu'**électrique, sismique, dynamique** (p.ex. GPS) etc. Idéalement, la concentration de plusieurs méthodes de prospection du pergélisol sur chaque site choisi devrait être encouragée. La **répétition des mesures** (avec des électrodes fixes pour la géoélectrique) à cadence régulière permettrait également de **suivre l'évolution du pergélisol** à un rythme donné (journalier, hebdomadaire, mensuel, saisonnier, annuel, pluriannuel...).

7.2.2 ...et la modélisation ?

La complexité de la distribution du pergélisol rencontrée au sein des éboulis étudiés a été mise en relation, dans cette étude comme dans les études récemment menées sur le pergélisol dans les éboulis de haute altitude (p.ex. DELALOYE, 2004 ; LAMBIEL, 2006), avec la complexité des processus régissant une telle répartition du pergélisol (cf. 6.3). Il est difficile d'imaginer une typicité unique dans la distribution du pergélisol dans ce genre de terrains. La distribution du pergélisol dépendant de plusieurs processus et facteurs, la réalité observée sur le terrain diffère souvent d'éboulis en éboulis. Pour cette raison, il est difficile de procéder à la modélisation de la distribution du pergélisol de haute altitude. Cependant, il semble essentiel d'intégrer, dans les essais futurs de simulation, la notion d'inversion (opposition amont-aval). Egalement, à la lumière des hypothèses émises par rapport aux réactions de ces terrains au réchauffement climatique et à la lumière de la différente prédisposition de milieux poreux et pas poreux à abriter des systèmes de ventilation, il serait important d'intégrer les différences granulométriques à grande échelle (échelle de l'éboulis). Pour ce faire, il faudrait explorer les possibilités offertes par le traitement d'images satellites qui permettrait la saisie automatique de la granulométrie des formations meubles. Si ce procédé se révélait applicable, il serait également plus facile de distinguer automatiquement, à l'échelle choisie, entre parois rocheuses et formations sédimentaires (éboulis, glaciers rocheux etc.) pour ensuite y appliquer le modèle d'inversion.

Les belles journées de terrain passées en montagne pour essayer de comprendre le pergélisol dans les éboulis ont permis d'entamer le parcours d'un chemin qu'il serait dommage de ne pas poursuivre, car beaucoup de questions restent en suspens et nécessiteraient d'être explorées d'avantage.

8. BIBLIOGRAPHIE

- ARENSON, L., HOELZLE, M., SPRINGMAN, S. (2002) Borehole deformation measurements and internal structure of some rock glaciers in Switzerland, in: *Permafrost and Periglacial Processes*, 13, 117–135.
- ARENSON, L. U., VONDER MUEHLL, D., SPRINGMAN, S. M. (2005) The effect of the summer heatwave 2003 on the temperatures of the rock glacier Muragl, Swiss Alps, in: *2nd European Conference on Permafrost June 12-16 Programme and Abstracts*, Potsdam, 119.
- BADOUX, H., BURRI, M., GABBUS, J. H., KRUMMENACHER, D., LOUP, G., SUBLET, P. (1971) *Atlas géologique de la Suisse au 1 : 25'000*, feuille n°58, 1305 Dent de Morcles et notice explicative.
- BADOUX, H. (1972) *Tectonique de la nappe de Morcles entre Rhône et Lizerne*, Matériaux pour la Carte Géologique de la Suisse, 143, Kümmerly & Frey, Bern.
- BALLANTYNE, C. K. (1987) Some observations on the morphology and sedimentology of two active protalus ramparts, Lyngen, Northern Norway, in: *Arctic and Alpine Research*, 19, 2, 167-174.
- BARSCHE, D. (1992) Permafrost Creep and Rockglaciers, in: *Permafrost and Periglacial Processes*, 3, 175-188.
- BERNHARD, L., SUTTER, F., HAEBERLI, W., KELLER, F. (1998) Processes of snow/permafrost-interactions at a high-mountain site, Murtel/Corvatsch, Eastern Swiss Alps, in: *Pergélisol 7th International Conference June 23-27 Proceedings*, Yellowknife, Canada, 35-41.
- BOCKHEIM, J. G., TARNOCAL, C. (1998) Nature, occurrence and origin of dry permafrost, in: *Permafrost 7th International Conference June 23-27 Proceedings*, Yellowknife, Canada, 57-63.
- BROCCARD, A. (1998) Coupes dans les matériaux gelés au Gröbdtäli, Vallée de Tourtemagne, VS: un pergélisol en voie de disparition?, in : *Bulletin de la Murithienne*, 116, 91-98.
- CAMPICHE, M.-P. (1986) *Cartographie et étude de phénomènes périglaciaires dans les Hautes Alpes Calcaires*, Mémoire de licence, Faculté des Lettres, Université de Lausanne, Suisse (non publié).
- CANNONE, N., GUGLIELMIN, M., SMIRAGLIA, C. (1995) Rapporti tra vegetazione e permafrost discontinuo in ambiente alpino - Val Vallaccia (Livigno - Sondrio), in: *Rivista Geografica Italiana*, 102, 91-111.

- CHENAL, M., MATTHEY-DORET, S. (1995) *Levé géomorphologique de la Montagne de Fully (Valais)*, Levé de terrain 210, Institut de Géographie, Faculté des Lettres, Université de Lausanne, Suisse (non publié).
- CROCE, F. A., MILANA, J. P. (2002) Internal structure and behaviour of a rock glacier in the arid Andes of Argentina, in: *Permafrost and Periglacial Processes*, 13, 289-299.
- DAVIES, M. C. R., HAMZA, O., HARRIS, C. (2001) The effect of rise in mean annual temperature on the stability of rock slopes containing ice-filled discontinuities, in: *Permafrost and Periglacial Processes*, 12, 137-144.
- DELALOYE, R. (1997) *Cartographie du pergélisol: méthodes géophysiques, Support du cours TP Géophysique*, Institut de Géographie, Faculté des Lettres, Université de Lausanne, Suisse (non publié).
- DELALOYE, R. (2004) *Contribution à l'étude du pergélisol de montagne en zone marginale*, Thèse 1441, Faculté des Sciences, Université de Fribourg, Suisse.
- DELALOYE, R., LAMBIEL, C. (2005a) Evidence of winter ascending air circulation throughout talus slopes and rock glaciers situated in the lower belt of alpine discontinuous permafrost (Swiss Alps), in: *Norsk Geografisk Tidsskrift*, 59, 2, 194-203.
- DELALOYE, D., LAMBIEL, C. (2005b) Contribution of ground surface temperature mapping and monitoring in mountain permafrost studies, in: *2nd European Conference on Permafrost June 12-16 Programme and Abstracts*, Potsdam, 120-121.
- DELALOYE, R., LAMBIEL, C., GOYETTE, S. (2005) Thermal regime in a low elevation cold talus slope: first results from a recently drilled borehole (Swiss Prealps) and air flow modelling, in: *2nd European Conference on Permafrost June 12-16 Programme and Abstracts*, Potsdam, 60.
- DELALOYE, R., LAMBIEL, C., REYNARD, E., LUGON, R. (2003) Réponse du pergélisol à l'avancée glaciaire du Petit Age Glaciaire: quelques exemples alpins et pyrénéens, in: *Environnements périglaciaires*, Association Française du Périglaciaire, 10, 21 p.
- DELALOYE, R., REYNARD, E. (2001) Les éboulis gelés du Creux du Van (Chaîne du Jura, Suisse), in: *Environnements périglaciaires*, Association Française du Périglaciaire, 8, 26, 118-129.
- DELALOYE, R., REYNARD, E., LAMBIEL, C. (2001) Pergélisol et construction de remontées mécaniques : l'exemple des Lapires (Mont-Gelé, Valais), in: *Le gel en géotechnique*, Publications de la Société Suisse de Mécanique des Sols et des Roches, 141, 103-113.
- DORTHE, J., MORARD, S., DELALOYE, R. (2005) Air circulation and permafrost occurrence in talus slopes and relict rock glaciers in the Swiss Prealps, in: *2nd European Conference on Permafrost June 12-16 Programme and Abstracts*, Potsdam, 60-61.
- DORTHE-MONACHON, C. (1993) *Etude des stades tardiglaciaires des vallées de la rive droite du Rhône entre Loèche et Martigny*, Travaux et recherches 10, Institut de Géographie, Université de Lausanne, Suisse.

- DORTHE-MONACHON, C., SCHOENEICH, P. (1993) Ligne d'équilibre des glaciers: le stade de référence de 1850 dans les Alpes calcaires occidentales, in : *Geographica Helvetica*, 48, 3, 125-134.
- FRANCOU, B. (1977) Formes d'éboulis élevés en Briançonnais, in : *Revue de géographie alpine*, LXV, 1, 63-77.
- FRANCOU, B. (1983) Géodynamique des dépôts de pied de paroi dans l'étage périglaciaire, in : *Revue de Géologie dynamique et de Géographie physique*, 5, 411-424.
- FRANCOU, B. (1988) *L'éboulisation en haute montagne*, Thèse, Centre de Géomorphologie du C.N.R.S., Editec, Caen, 2 tomes, 696 p.
- FRANCOU, B., HETU, B. (1989) Eboulis et autres formations de pente hétérométriques. Contribution à une terminologie géomorphologique, in : *Notes et comptes rendus du groupe de travail « Régionalisation du Périglaciaire »*, XIV, 11-69.
- FRANCOU, B., MANTE, C. (1990) Analysis of the segmentation in the profile of alpine talus slopes, in : *Permafrost and Periglacial Processes*, 1, 53-60.
- FRENCH, H. M. (1996) *The periglacial environment*, Edinburgh, Loongman, 2nd edition.
- GARDAZ, J.-M., LUGON, R., MONBARON, M. (1995) Prospection du pergélisol de montagne à l'aide de la méthode BTS (Alpes valaisannes, Suisse), in : *UKPIK*, 10, 93-105.
- GRUBER, S. (2005) *Mountain permafrost: transient spatial modelling, model verification and the use of remote sensing*, PhD Thesis, Geographisches Institut, Univ. Zürich.
- GRUBER, S., PETER, M., HOELZLE, M., WOODHATCH, I., HAEBERLI, W. (2003) Surface temperatures in steep alpine rock faces – A strategy for regionalscale measurement and modelling, in: *Permafrost 8th International Conference July 21-25 Proceedings*, Zürich, 325-330.
- GUDE, M., DIETRICH, S., MÄUSBACHER, R., HAUCK, C., MOLENDI, R., RUZICKA, V., ZACHARDA, M. (2003) Probable occurrence of sporadic permafrost in non-alpine scree slopes in central Europe, in: *Permafrost 8th International Conference July 21-25 Proceedings*, Zürich, 331-336.
- HAEBERLI, W. (1973) Die Basis Temperatur der winterlichen Schneedecke als möglicher Indikator für die Verbreitung von Permafrost, in: *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 9,1-2, 221-227.
- HAEBERLI, W. (1975) Untersuchungen zur Verbreitung von Permafrost zwischen Flüelapass and Piz Grialetsch (Graubünden), in: *Mitt. VAW/ETH Zürich*, 17.
- HAEBERLI, W. (1985) Creep of mountain permafrost: internal structure and flow of alpine rock glaciers, in: *Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie*, ETH Zürich, 77.

- HAEBERLI, W., CHENG, G., GORBUNOV, A. P., HARRIS, S. A. (1993) Mountain permafrost and climatic change, in: *Permafrost and Periglacial Processes*, 4, 165-174.
- HAEBERLI, W., VONDER MUEHLL, D. (1996) On the characteristics and possible origins of ice in rock glacier permafrost, in: *Zeitschrift für Geomorphologie, Suppl.-Bd. 104*, 43-57.
- HARRIS, C., HAEBERLI, W., VONDER MUEHLL, D., KING, L. (2001) Permafrost monitoring in the high mountains of Europe: the PACE project in its global context, in: *Permafrost and Periglacial Processes*, 12, 3-11.
- HARRIS, S. A., PEDERSEN, D. E. (1998) Thermal regime beneath coarse blocky materials, in: *Permafrost and Periglacial Processes*, 9, 107-120.
- HARRIS, C., VONDER MUEHLL, D., ISAKSEN, K., HAEBERLI, W., SOLLID, J. L., KING, L., HOLMLUND, P., DRAMIS, F., GUGLIELMIN, M., PALACIOS, D. (2003) Warming permafrost in European mountains, in: *Global and Planetary Change*, 39, 215-225.
- HARRISON, W. D. (1975) Temperature measurement in a temperate glacier, in: *Journal of Glaciology*, 14/75, 23-30.
- HAUCK, C. (2001) Geophysical methods for detecting permafrost in high mountains, in: *Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie, ETH Zürich*, 177.
- HAUCK, C., BOETTCHE, M., KOTTMEIER, C. (2005a) A new model for quantifying subsurface ice content based on geophysical data sets, in: *2nd European Conference on Permafrost June 12-16 Programme and Abstracts, Potsdam*, 128.
- HAUCK, C., HOELZLE, M., VOELKSCH, I., SCHERLER, M., SCHUDEL, L., KOTTMEIER, C., HAEBERLI, W. (2005b) Quantifying permafrost thaw on Schilthorn, Swiss Alps, based on a 5-year geophysical monitoring data set, in: *2nd European Conference on Permafrost June 12-16 Programme and Abstracts, Potsdam*, 128-129.
- HERZ, T., PHILIPPI, S., HOF, R., KING, L. (2005) The influence of substrate and surface characteristics on the ground thermal regime and mountain permafrost distribution – Examples from the Matter Valley, Valais, Swiss Alps, in: *2nd European Conference on Permafrost June 12-16 Programme and Abstracts, Potsdam*, 129-130.
- HOELZLE, M., FRAUENFELDER, R., GRUBER, S., HANSON, S., NOETZLI, J., SALZMANN, N. (2005) Mountain permafrost: Are we able to model the real distribution?, in: *2nd European Conference on Permafrost June 12-16 Programme and Abstracts, Potsdam*, 130.
- HOELZLE, M., HAEBERLI, W., KELLER, F. (1993) Application of BTS-measurements for modelling mountain permafrost distribution, in: *Permafrost 6th International Conference Proceedings, South China University of Technology Press*, 1, 272-277.

- HOELZLE, M., HAEBERLI, W., STOCKER-MITTAZ, C. (2003) Miniature ground temperature data logger measurements 2000-2002 in the Murtèl-Corvatsch area, Eastern Swiss Alps, in: *Permafrost 8th International Conference July 21-25 Proceedings*, Zürich, 419-424.
- HOELZLE, M., WEGMANN, M., KRUMMENACHER, B. (1999) Miniature temperature dataloggers for mapping and monitoring of permafrost in high mountain areas: first experience from the Swiss Alps, in: *Permafrost and Periglacial Processes*, 10, 113-124.
- HOLZMANN, C., LAMBIEL, C., PHILLIPS, M., REYNARD, E. (2001) *Légende géomorphologique de l'IGUL et guide pratique pour le levé de cartes géomorphologiques*, Institut de Géographie, Université de Lausanne, 33 p.
- IMHOF, M., PIERREHUMBERT, G., HAEBERLI, W., KIENHOLZ, H. (2000) Permafrost investigation in the Schilthorn massif, Bernese Alps, Switzerland, in : *Permafrost and Periglacial Processes*, 11, 189-206.
- ISHIKAWA, M. (2003) Thermal regimes at the snow-ground interface and their implications for permafrost investigation, in: *Geomorphology*, 52, 105-120.
- JORDA, M. (1983) Eboulis et glaciers rocheux, in : *Bulletin de l'Association des Géographes Français*, 491, 15-24.
- KELLER, F., FRAUENFELDER, R., GARDAZ, J.-M., HOELZLE, M., KNEISEL, C., LUGON, R., PHILLIPS, M., REYNARD, E., WENKER, L. (1998) Permafrost map of Switzerland, in: *Permafrost 7th International Conference June 23-27 Proceedings*, Yellowknife, 557-562.
- KELLER, F. (1994) Interaktionen zwischen Schnee und Permafrost, eine Grundlagenstudie im Oberengadin, in: *Mitt. VAW/ETH Zürich*, 127.
- KNEISEL, C. (2003a) Permafrost in recently deglaciated glacier forefields – measurements and observations in the eastern Swiss Alps and northern Sweden, in : *Z. Geomorph. N. F.*, 47, 3, 289-305.
- KNEISEL, C. (2003b) Sporadic and discontinuous mountain permafrost occurrence in the Upper Engadine, eastern Swiss Alps, in : *Permafrost 8th International Conference July 21-25 Proceedings*, Zürich, 561-566.
- KNEISEL, C., HAUCK, C. (2003) Multi-method geophysical investigation of a sporadic permafrost occurrence, in: *Z. Geomorph. N. F.*, 132, 145-159.
- LAMBERT, A. (1967) La formation de glace dans les conduits karstiques, les roches fissurées et les pierriers, in : *Revue de Géographie physique et de Géologie dynamique*, 2, IX, 4, 321-324.
- LAMBIEL, C. (1999a) *Inventaire des glaciers rocheux entre le Val de Bagnes et le Val d'Hérémence (Valais)*, Mémoire de licence, Faculté des Lettres, Université de Lausanne, Suisse (non publié).

- LAMBIEL, C. (1999b) *Mesures BTS et Interpolation – Guide d'utilisation de Variowin et de Surfer*, Travail semestriel, Institut d'Informatique et de Méthodes Mathématiques, Faculté des Lettres, Université de Lausanne, Suisse (non publié).
- LAMBIEL, C. (2006) *Le pergélisol dans les terrains sédimentaires à forte déclivité: distribution, régime thermique et instabilités*, Thèse, Faculté des Géosciences et de l'Environnement, Université de Lausanne, Suisse.
- LAMBIEL, C., DELALOYE, R. (2004) Contribution of real-time kinematic GPS in the study of creeping mountain permafrost: examples from the Western Swiss Alps, in : *Permafrost and Periglacial Processes*, 15, 229-241.
- LAMBIEL, C., PIERACCI, K., REYNARD, E. (2005) La détection du pergélisol alpin: de l'analyse géomorphologique à la compréhension des processus, in : Dambo L., Reynard E. (Eds.). *Vivre dans les milieux fragiles: Alpes et Sahel*, Université Abdou Moumouni, Département de Géographie et Université de Lausanne, Institut de Géographie, Travaux et Recherches, 31, 29-42.
- LAMBIEL, C., REYNARD, E., CHESEAUX, G., LUGON, R. (2004) Distribution du pergélisol dans un versant instable, le cas de Tsarmin (Arolla, Evolène, VS), in : *Bulletin de la Murithienne*, 122, 89-102.
- LERJEN, M. (2001) *Lokale Permafrostverbreitung in den Schottensee-Schutthalden südwestlich des Flüelapasses (Bündner Alpen)*, Travail de diplôme, Institut de Géographie, Université de Zürich, Suisse (non publié).
- LERJEN, M., KÄÄB, A., HOELZLE, M., HAEBERLI, W. (2003) Local distribution pattern of discontinuous mountain permafrost. A process study at Flüela Pass, Swiss Alps, in : *Permafrost 8th International Conference July 21-25 Proceedings*, Zürich, 667-672.
- LUETSCHG, M., BARTELT, P., LEHNING, M., STOECKLI, V., HAEBERLI, W. (2003) Numerical simulation of the interaction processes between snow cover and alpine permafrost, in: *Permafrost 8th International Conference July 21-25 Proceedings*, Zürich, 697-702.
- LUETSCHG, M., LEHNING, M., HAEBERLI, W. (2005) Permafrost evolution under a seasonally varying Alpine snow cover, in: *2nd European Conference on Permafrost June 12-16 Programme and Abstracts*, Potsdam, 136.
- LUETSCHG, M., STOECKLI, V., LEHNING, M., HAEBERLI, W., AMMANN, W. (2004) Temperatures in two boreholes at Flüela Pass, Eastern Swiss Alps: the effect of snow redistribution on permafrost distribution patterns in high mountain areas, in: *Permafrost and Periglacial Processes*, 15, 283-297.
- LUGON, R., DELALOYE, R., SERRANO, E., REYNARD, E., LAMBIEL, C., GONZALEZ-TRUEBA, J. J. (2004) Permafrost and Little Ice Age glacier relationships, Posets Massif, Central Pyrenees, Spain, in: *Permafrost and Periglacial Processes*, 15, 207-220.

- MARESCOT, L., LOKE, M. H., CHAPELLIER, D., DELALOYE, R., LAMBIEL, C., REYNARD, E. (2003) Assessing reliability of 2D resistivity imaging in mountain permafrost studies using the depth of investigation index method, in: *Near Surface Geophysics*, 1.2, 3-13.
- MEYER DE STADELHOFEN, C. (1991) *Applications de la géophysique aux recherches d'eau*, Tec & Doc Lavoisier, Paris.
- MITTAZ, C., HOELZLE, M., HAEBERLI, W. (2000) First results and interpretation of energy-flux measurements over Alpine permafrost, in : *Annals of Glaciology*, 31, 275-280.
- NOETZLI, J., GRUBER, S., HOELZLE, M. (2004) Permafrost und Felsstürze im Hitzesommer 2003, in: *GEOForum*, 20, 11-14.
- PERRIN, J. (1996) *Etude géologique et hydrogéologique de la région de Morcles – Grand Château*, Travail de diplôme, Faculté des Sciences de la Terre, Université de Lausanne, Suisse (non publié).
- PHILLIPS, M., REYNARD, E. (1996) Influence régionale du climat et de la morphologie sur la distribution du pergélisol: l'exemple des Hautes Alpes Calcaires, in : *UKPIK*, 8, 197-206.
- PIERACCI, K., LAMBIEL, C. (2005) Permafrost distribution in limestone talus slopes located near the lower limit of alpine discontinuous permafrost (Swiss Alps), in: *2nd European Conference on Permafrost June 12-16 Programme and Abstracts*, Potsdam, 75.
- REYNARD, E. (1997) Géomorphologie périglaciaire, *Matériaux pour les cours et séminaires*, 30, Institut de Géographie, Université de Lausanne, Suisse.
- REYNARD, E. (1999) *Gestion patrimoniale et intégrée des ressources en eau dans les stations touristiques de montagne, les cas de Crans-Montana-Aminona et Nendaz (Valais)*, Thèse, Institut de Géographie, Faculté des Lettres, Université de Lausanne, Suisse, Travaux et recherches, 17.
- REYNARD, E., DELALOYE, R., LAMBIEL, C. (1999) Prospection géoélectrique du pergélisol alpin dans le massif des Diablerets (VD) et au Mont Gelé (Nendaz, VS), in : *Bulletin de la Murithienne*, 117, 89-103.
- REYNARD, E., LAMBIEL, C., DELALOYE, R., DEVAUD, G., BARON, L., CHAPELLIER, D., MARESCOT, L., MONNET, R. (2003) Glacier/permafrost relationships in forefields of small glaciers (Swiss Alps), in: *Permafrost 8th International Conference July 21-25 Proceedings*, Zürich, 947-952.
- REYNARD, E., SCHOENEICH, P. (1996) L'analyse des coupes et profils, in: *Introduction aux méthodes en géographie physique*, Matériaux pour les cours et séminaires, Institut de Géographie, Université de Lausanne, 28, 5-43.
- SAWADA, Y. (2003) Monitoring of ground-ice formation in a block slope at Mt. Nishi-Nupukaushinupuri, Hokkaido, Japan, in: *Permafrost 8th International Conference July 21-25 Proceedings*, Zürich, 1001-1006.

- SAWADA, Y., ISHIKAWA, M., ONO, Y. (2003) Thermal regime of sporadic permafrost in a block slope on Mt. Nishi-Nupukaushinupuri, Hokkaido Island, Northern Japan, in: *Geomorphology*, 52, 121-130.
- SCHOENEICH, P. (1992) Glaciers rocheux fossiles dans les Préalpes vaudoises, in : *Bulletin de la Société Vaudoise des Sciences Naturelles*, 82, 1, 35-55.
- SCHOENEICH, P. (1993) Comparaison des systèmes de légendes français, allemand et suisse - principes de la légende IGUL, in: *Cartographie géomorphologique - Cartographie des risques*, Institut de Géographie Lausanne, Travaux et recherches, 9, 15-24.
- SCHOENEICH, P. (1998) Le retrait glaciaire dans les vallées des Ormonts, de l'Hongrin et de l'Etivaz (Préalpes vaudoises), Thèse, in : *Travaux et recherches*, 14, Institut de Géographie, Faculté des Lettres, Université de Lausanne, Suisse.
- STOCKER-MITTAZ, C., HOELZLE, M., HAEBERLI, W. (2002) Modelling alpine permafrost distribution based on energy-balance data : a first step, in: *Permafrost and Periglacial Processes*, 13, 271-282.
- VONDER MUEHLL, D. (2003) Le pergélisol dans les Alpes suisses de 2000 à 2002, in : *Les Alpes*, 10, 44-51.
- VONDER MUEHLL, D., ARENSON, L., SPRINGMAN, S. (2003) Temperature conditions in two Alpine rock glaciers, in: *Permafrost 8th International Conference July 21-25 Proceedings*, Zürich, 1195-1200.
- VONDER MUEHLL, D., HAUCK, C., GUBLER, H. (2002) Mapping of mountain permafrost using geophysical methods, in: *Progress in Physical Geography*, 26, 4, 643-660.
- VONDER MUEHLL, D., HAUCK, C., GUBLER, H., MCDONALD, R., RUSSILL, N. (2001) New geophysical methods of investigating the nature and distribution of mountain permafrost with special reference to radiometry techniques, in: *Permafrost and Periglacial Processes*, 12, 27-38.
- VONDER MUEHLL, D., NOETZLI, J., MAKOWSKI, K., DELALOYE, R. (Eds.) (2004) Permafrost in Switzerland 2000/2001 and 2001/2002, in: *Glaciological Report (Permafrost) of the Glaciological Commission of the Swiss Academy of Sciences*, 2, 3.
- WAKONNIG, H. (1996) Unterkühlte Schutthalden. Beiträge zur Permafrostforschung in Österreich, in: *Arbeiten aus dem Inst. f. Geogr. Karl-Franzens-Universität Graz*, 33, 209-223.